

УСЛОВИЯ  
ОБРАЗОВАНИЯ  
РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

CONDITIONS  
OF FORMATION  
OF ORE DEPOSITS

МЕЖДУНАРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ ПО ГЕНЕЗИСУ  
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
(МАГРМ)

INTERNATIONAL ASSOCIATION ON THE GENESIS  
OF ORE DEPOSITS  
(IAGOD)



1982  
МАГРМ  
ТБИЛИСИ

# CONDITIONS OF FORMATION OF ORE DEPOSITS

Proceedings  
of the VI IAGOD Symposium

Tbilisi  
September 6-12, 1982

## Volume 1

Editors-in-Chief:  
T.JANELIDZE  
A.TVALCHRELIDZE  
A.SHCHEGLOV



Moscow  
«NAUKA»  
1986

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Труды VI Симпозиума МАГРМ

Тбилиси

6-12 сентября 1982 г.

Том 1

Ответственные редакторы

Т.ДЖАНЕЛИДЗЕ

А.ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

А.ЩЕГЛОВ



Москва  
«НАУКА»  
1986



В настоящем сборнике содержатся доклады, зачитанные геологами разных стран на заседаниях рабочих групп и комиссий Международной ассоциации по генезису рудных месторождений во время ее VI Симпозиума (6-12 сентября 1982 г., г. Тбилиси). Широкий охват различных аспектов теории рудообразования, новейших достижений по металлогении, структурам рудных полей и месторождений, парагенезисов минералов, по скарновым, флюорит-баритовым и марганцевым месторождениям делает настоящий сборник интересным для широкого круга специалистов, интересующихся проблемами теории рудообразования.

Рецензенты

В.А.Кузнецов, Д.В.Рундквист

## Раздел 1

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

УДК 553.2

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Л.Н.Овчинников

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов  
АН СССР, г. Москва, СССР

В настоящее время стало несомненным, что рудные месторождения генетически весьма разнообразны при большом в то же время однообразии минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд, морфологии и внутреннего строения рудных тел, прочих геохимических и геологических параметров. Разобраться в этом генетическом разнообразии и как-то его систематизировать, вероятно, возможно путем создания единой генетической модели с взаимозаменяемыми отдельными конструктивными элементами-субмоделями. Полная единая генетическая модель рудного месторождения (рудной формации) как целеустремленной самоорганизующейся системы должна слагаться именно совокупностью частных моделей - субмоделей, - поскольку отдельные рудные месторождения или формации однотипных месторождений создаются благоприятствующими возможностями сочетания различных природных явлений и процессов. Соответствующие им генетические модели слагаются тем или иным набором из общего, сравнительно небольшого, числа субмоделей содержания, взаимозаменяемого в зависимости от различных геологических ситуаций, того или иного сочетания рудообразующих факторов.

Успешному построению единой (общей) модели рудного месторождения должно способствовать то важное обстоятельство, что при большом разнообразии источников металлов и растворов рудообразование как химический процесс происходит в достаточно стандартной физико-химической обстановке, из стандартного рудообразующего раствора, в стандартном диапазоне температуры и давления, в условиях стандартной физической и химической среды (силикатные горные породы, реже карбонатные горные породы). Прямым следствием этого закона стандартности условий рудоотложения, как известно, является закон конвергентности рудных минеральных парагенезисов, обуславливающий полигенность (гетерогенность) генетических групп и классов однотипных по составу и прочим параметрам месторождений. В этой стандартности уже заложена главная геохимическая конструктивная основа единой модели эндогенного рудного месторождения, которая и должна представлять собой совокупность субмоделей, опирающихся как на переменные, так и постоянные составляющие.

Модель, поскольку она упрощена и загрублена по сравнению с природными объектами, более легко поддается формализации. Типовые (модельные) генетические формулы рудных месторождений, включающие в себя переменные и постоянные компоненты, должны содержать в первую очередь характеристику следующих глав генетических факторов и параметров.

А. Глубинность зарождения геологического процесса, порождающего рудообразование.

Б. Тип геологического процесса, порождающего рудообразование.

В. Источник рудного вещества.

Г. Источник рудообразующего раствора.

Д. Источник энергии рудного процесса.

Е. Рудообразующий раствор:

Ер - растворитель ;

Еж - жидкое растворенное вещество ;

Ег - растворенный газ.

Ж. Среда отложения.

З. Механизм отложения.

И. Зональность.

К. Взаимодействие с вмещающими породами.

Л. Термодинамическая обстановка рудоотложения.

Порождающие рудообразование геологические процессы (А,Б)

Процессов, специально приводящих только к образованию рудных месторождений, в природе не существует. Рудообразование - явление частное, дополнительное (побочное), сопровождающее различные планетарные эндогенные и экзогенные геологические процессы. Таким образом, генетическая формула месторождения (генотип - Гт) на одном из первых мест должна содержать показатель, отвечающий на вопрос о том, с каким типом геологического процесса и какой возможной глубиной его зарождения связано образование данного рудного объекта.

В настоящее время среди эндогенных процессов, важных и интересных с точки зрения попутного рудообразования, до глубины зарождения (А) следует различать процессы: внутрикоровые (А<sub>1</sub>), мантийно-коровые (А<sub>2</sub>), верхнемантийные (А<sub>3</sub>), глубинно-верхнемантийные (А<sub>4</sub>).

К планетарным эндогенным геологическим процессам, порождающим рудообразование (Б), относятся плутоногенная интрузивная деятельность (коровый гранитный магматизм (Б<sub>1</sub>), верхнемантийный базальтоидный магматизм (Б<sub>2</sub>), глубинно-верхнемантийный щелочной (Б<sub>3</sub>) и щелочно-карбонатитовый магматизм и метасоматизм (Б<sub>4</sub>), вулканогенная деятельность (Б<sub>5</sub>), деятельность интрателлурических растворов (Б<sub>6</sub>), метаморфизм (Б<sub>7</sub>) и ультраметаморфизм (Б<sub>8</sub>).

Среди эндогенно-экзогенных процессов все большее и большее значение для рудообразования раскрывается у вулканогенно-осадочного (Б<sub>9</sub>)

и гидротермально-осадочного ( $B_{10}$ ), характеризующихся совмещением осадкообразования с одновременной деятельностью гидротермальных рудообразующих растворов различного происхождения. Среди последних мы более или менее однозначно начинаем отличать пока продукты вулканизма и соответствующие месторождения вулканогенно-осадочного типа. К экзогенным процессам принадлежат осадкообразование ( $B_{11}$ ) и диагенез ( $B_{12}$ ).

#### Источники рудного вещества ( В )

Иначе говоря, источниками металлов могут быть верхняя мантия в целом ( $B_1$ ), магматический очаг в земной коре ( $B_2$ ) или верхней мантии ( $B_{3-4}$ ), зоны регионального метаморфизма и метасоматизма ( $B_5$ ), зоны ультраметаморфизма ( $B_6$ ), океанический бассейн (морская вода) ( $B_7$ ), осадочные пласты ( $B_{8д}$ ,  $B_{8б}$ ), вулканогенные толщи ( $B_{9д}$ ,  $B_{9б}$ ), интрузивные массивы ( $B_{10д}$ ,  $B_{10б}$ ) как удаленные от мест концентрации ( $B_д$ ), так и окружающие рудные тела ( $B_б$ ).

#### Источники рудообразующих растворов ( Г )

Рудонесущая среда, главнейшим образом нагретая вода как основной растворитель, также полигенна, являя собой одну из важнейших переменных компонент генетической модели рудного месторождения. Сейчас особенно широко стало обращать внимание на то, что рудообразующим раствором могут быть воды различного происхождения и что одним из распространенных факторов непосредственного отложения руд может являться смешение разных вод. Установление источника растворов в данном случае представляет собой не менее важную проблему, чем источника рудного вещества.

Среди вод, могущих играть роль в формировании эндогенных месторождений, выделяются воды магматические ( $\Gamma_1$ ), интрателлурические ( $\Gamma_2$ ), метаморфические ( $\Gamma_3$ ), метеорные ( $\Gamma_4$ ), реликтовые ( $\Gamma_5$ ), океанические (морские) ( $\Gamma_6$ ). Их сочетание может дать комбинаций различных смешанных ( $\Gamma_с$ ) вод.

#### Рудообразующий раствор ( Е )

Реальный рудообразующий раствор всегда представляет собой гетерогенную систему растворитель - жидкое растворенное вещество - растворенный газ. Наибольшее внимание уделяется изучению состава и поведения растворенных веществ в жидкой фазе, хотя не меньшее значение для рудообразования имеют и растворенные газы и свойства самого растворителя - воды.

Растворитель ( $E_p$ ). Универсальный ход гидротермального процесса, постоянство параметров рудоотложения с независимостью от состава растворенных веществ, типа и генезиса месторождений, конкретных геологических

условий и прочих особенностей рудообразования обуславливаются в первую очередь изменением свойств единого растворителя - воды. Структурные преобразования, последовательно происходящие в воде с понижением температуры, определяют направленность реакций в гидротермальном рудообразующем растворе, смену типов и изменение состава комплексных соединений металлов, диссоциацию электролитов, характер и ход взаимодействия растворе с вмещающей средой и прочие явления.

Жидкое растворенное вещество ( $E_{\text{ж}}$ ). Общеизвестно, что единственной возможностью эффективной концентрации металлов в эндогенных месторождениях является перенос их в виде комплексных ионов и молекул. Стандартность рудоотложения при универсальной ее зональной последовательности связана именно с тем, что осаждающиеся металлы находятся в растворе в виде комплексов с очень близкими термодинамическими свойствами и стехиометрией  $I, 3, 9$ .

Особо важная роль в рудовом растворе принадлежит геллоидным, в основном хлоридным, комплексам тяжелых и щелочных металлов.

### Среда отложения ( $\text{Ж}$ )

В большинстве рудоотложение происходит в неравномерно пористой среде твердых силикатных пород ( $\text{Ж}_1$ ), в меньшей степени при замещении карбонатных пород ( $\text{Ж}_2$ ), а также в морской (озерной) воде ( $\text{Ж}_3$ ).

### Механизм отложения ( $3$ )

Рудное месторождение включает в себя рудное тело и первичный геохимический ореол, составляющие генетически и пространственно-временное единое целое; различие между ними лишь в уровне концентрации главных металлов. В основе рудоотложения лежит трещинный метасоматоз, при котором конвективный перенос вещества по трещинам сочетается со сложным движением раствора в пористой среде. Медленно движущийся гидротермальный раствор и трещинно-поровое пространство отложения создают хроматографическую систему, в которой в условиях снижающейся температуры проявляются адсорбция, диффузия, ионный обмен и некоторые другие процессы фракционирующего, осадительного, гидролизующего, окислительно-восстановительного, комплексобразующего и комплексоразрушающего действия. Результатирующим свидетельством всех этих процессов является зональность рудных тел и особенно геохимических ореолов с закономерно последовательной сменой осаждаемых соединений металлов в направлении движения растворов.

Хроматографическое разделение является особенно благоприятным для природного рудообразующего раствора с его малыми содержаниями растворенных металлов, так как этим способом происходит их значительное концентрирование при прохождении огромных объемов воды.

## Зональность ( И )

Ограниченным свойством рудного процесса является универсальная устойчивая зональность, проявляющаяся неизбежно на разных уровнях организации рудного вещества (первичного геохимического ореола, рудного тела, рудного месторождения, рудного поля, рудного узла, рудной провинции).

Первичный геохимический ореол — характерная неотъемлемая часть рудного месторождения, непреходящая компонента любой модели. При определенной общности универсальности заметно различаются геохимические спектры ореолов месторождений литофильных ( $I_1$ ), сидерофильных ( $I_2$ ) и халькофильных ( $I_3$ ) металлов.

## Взаимодействие с вмещающими породами (К)

Рудообразование всегда сопровождается широкими метасоматическими преобразованиями силикатных пород, захватывающими весьма большие их объемы, во многие сотни и тысячи раз превышающие объемы собственно рудных тел. Активное гидrolитическое разложение силикатов приводит к формированию различных по составу зон околорудных метасоматитов, представляющих подобно геохимическим ореолам также одну из важнейших компонент генетической модели рудной формации.

## Заключение

В итоге можно сказать, что наличие стандартности условий и хода рудного процесса открывает дорогу попыткам конструирования генетической модели месторождения на основе единого каркаса с попеременным вложением в него комбинации тех или иных переменных составляющих, сменных субмоделей, подбираемых из описанного выше их многообразия.

Анализ модельных показателей отдельных месторождений, рудных формаций, их групп и классов в конечном итоге должен приводить к синтезу самих этих показателей, который может быть выражен определенной формулой генотипа рудного месторождения, рудной формации. Эта формула в зависимости от полноты и степени исчерпанности наших знаний может быть полной или частичной. Так например, формула генотипа скарно-магнетитового месторождения горы Высокой на Урале будет такова:

$G = f(A_3, B_6, V_1, G_2, E_{\text{ж}}, \text{Ж}_{1-2}, I_2, K_9-10)$  — Д, З, Л,  
а формула вулканогенно-осадочного полиметаллического месторождения Жайрем —

$G = f(A_5, B_5, B_3, G_{\text{с}} 1-6, E_{\text{ж}}, \text{Ж}_3, I_3, K_1)$  — Д, З, Л.

## Л и т е р а т у р а

1. Барнс Г.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов. В кн.: Геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
2. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые /Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978.

3. Овчинников Л.Н., Шляпников Д.С., Шур А.С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании.- В кн.: Проблемы генезиса руд. Материалы МГК. XXII сессия. М.: Недра, 1964.
4. Овчинников Л.Н. О максимальной глубине образования гидротермальных месторождений и возможных давлениях в этих условиях.- В кн.: Проблемы метасоматизма. Л.: ВСЕГЕИ, 1969.
5. Овчинников Л.Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления.- В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.
6. Овчинников Л.Н. Рудообразование с участием сернистого газа.- В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980.
7. Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981.
8. Barnes H.L., Czamanski G.K. Solubility and transport ore minerals.- In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y., 1967.
9. Ovchinnikov L.N., Shliapnikov D.S., Shoor A.S. Mobilization and transportation of matter in the endogenic ore-formation. Int. Geol. Congr., Report of 22 session; India, 1964, part V. Genetic problems of ores. New Delhi, 1964.
10. Ovchinnikov L.N. The depth of formation of sialic plutogenic hydrothermal deposits.- In: Problems of hydrothermal ore deposits. Intern. Union Geol. Sci. A.N 2. Stuttgart, 1970.
11. Skinner B.J., Barton P.B. Genesis of mineral deposits.- Annual Rev., Earth and Planet. Sci., Palo Alto: 1973, vol. 1.

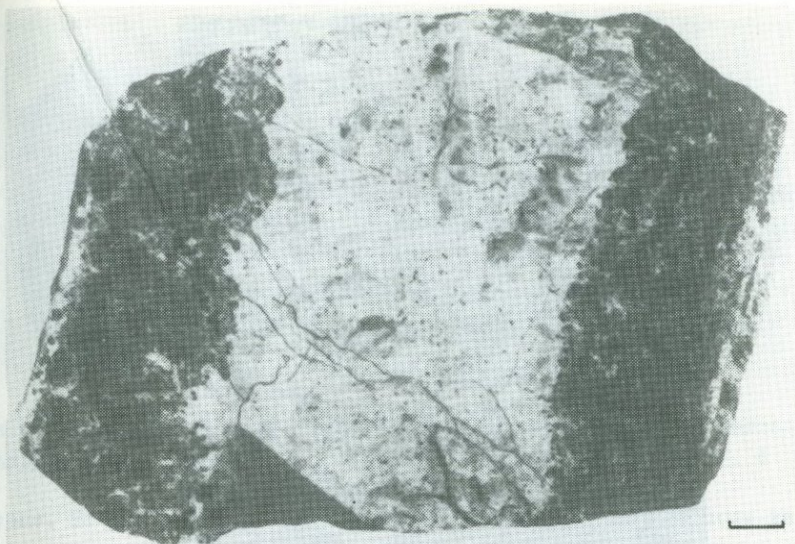
УДК 550.41:553.2

#### ПРИРОДНЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ С ПОЗИЦИИ ТЕОРИИ ПОЛИМЕРОВ

В.С. Кормилицын

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), г. Ленинград (СССР)

При изучении состава и строения руд гидротермальных месторождений цветных, редких и благородных металлов, а также флюорита исследователи часто встречаются с огромным разнообразием текстур и структур рудного вещества, которые в различных типах месторождений проявлены по-разному. Разнообразие текстурного рисунка руд обусловлено широко распространенным явлением пространственного обособления рудных и нерудных минералов с образованием мономинеральных сегрегаций различных размеров и формы. Такие обособления наблюдаются под микроскопом и невооруженным глазом в штуфах руды, а иногда проявляются в гигантских размерах в виде гнезд, линз и рудных столбов, определяя дифференцированный состав и строение отдельных рудных тел и месторождений в целом. Одной из примечательных особенностей дифференцированных по своему со-

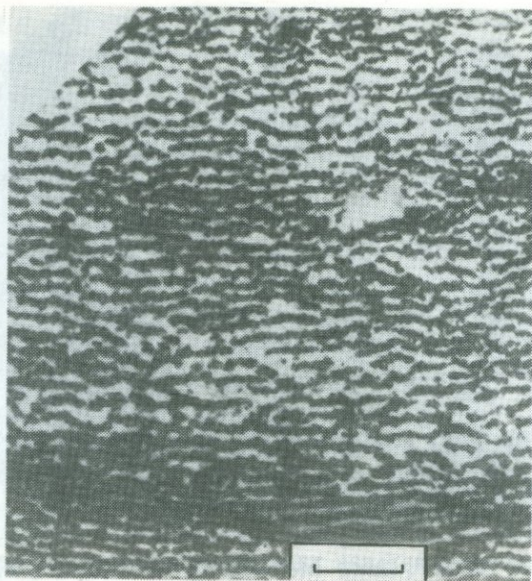


Р и с. 1. Симметрично-зональная жила Ново-Широкинского месторождения. Краевые зоны сложены сульфидными рудами. Центральная часть жилы состоит из кварцево-анкеритовой массы со ступчатым строением

ставу руд является их принадлежность к одной стадии минерализации, т.е. отложение из одной порции сложного многокомпонентного рудоносного раствора. Рассмотрим это явление на конкретных примерах.

На Ново-Широкинском месторождении в Восточном Забайкалье полиметаллическое оруденение развивается в виде жил и минерализованных зон дробления в андезитах и их туфках позднеюрского возраста. Главными минералами руд являются галенит, сфалерит, пирит, кварц, анкерит, доломит и турмалин. В рудах чрезвычайно широко развиты колломорфные ступчатые, пятнистые, сферолитовые, ритмично-полосчатые, кокардовые и прочие текстуры. На рис.1 представлена симметрично-зональная жила, краевые зоны которой сложены полосчатыми сульфидными рудами со скелетными формами кристаллов галенита, колломорфными обособлениями гематитовосного кварца, фестончатыми скоплениями сфалерита, пирита, халькопирита, блеклых руд и анкерита. Центральная часть жилы выполнена слабо дифференцированной кварцево-анкеритовой массой со ступчатым строением. Жила образовалась путем одноэтапного заполнения открытой трещины концентрированным сульфидно-кремнисто-карбонатным раствором с последующей дифференциацией минерального вещества на зоны существенно сульфидного и кремнисто-карбонатного состава. В пределах этих зон также наблюдаются признаки дифференциации вещества на подзоны и ступки преимущественного мономинерального состава.

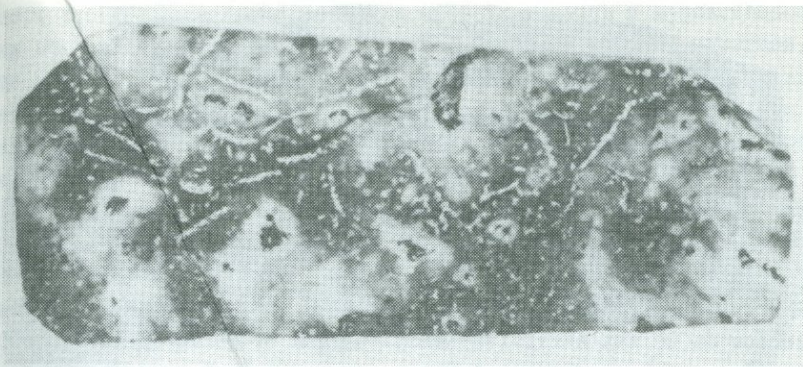
На Кадаинском и Ивановском полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья рудные тела жильной и трубовидной формы образова-



Р и с. 2. Галенит-анкеритовая руда с ритмичным чередованием галенита (темные полосы) и анкерита (белые полосы). Месторождение Кадея

лись в поздней юре путем замещения протерозойских и нижнепалеозойских доломитов и известняков вдоль зон разрывных нарушений. В составе руд этих месторождений также преобладают сфалерит, галенит, пирит, кварц и различные карбонаты, но текстуры руд выглядят совершенно иначе. Здесь преимущественно развиты ритмично-полосчатые так называемые бурундучные текстуры, обусловленные правильным чередованием прерывистых галенитовых или сфалеритовых прослоев с прослоями анкерита (рис.2). Так выглядят эти текстуры в срезах, перпендикулярных к общему направлению "слоистости". В объеме же сульфидные обособления имеют форму, приближающуюся к сильно сплюсненным дискам или тарелочкам, как бы взвешенным в карбонатной массе. Аналогичные текстуры наблюдаются также в метасоматических залежах флюорита и агрегатах кальцита и серпентина, образовавшихся при замещении доломита. В этих случаях дифференциации и обособлению подвергаются типичные нерудные минералы.

Еще одним наглядным примером дифференциации рудного вещества являются руды Балейского и Тасеевского золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. Рудные тела представлены штокверками и жильными системами в терригенных отложениях нижнего мела. В составе руд преобладающую роль играют кремнезидные и халцедоновидные разновидности различно окрашенного кварца, пластинчатые карбонаты, каолинит и эдуляр. Наблюдается примесь различных сульфидов и самородного золота. Особое внимание привлекает поведение самородного золота в халцедоновидном

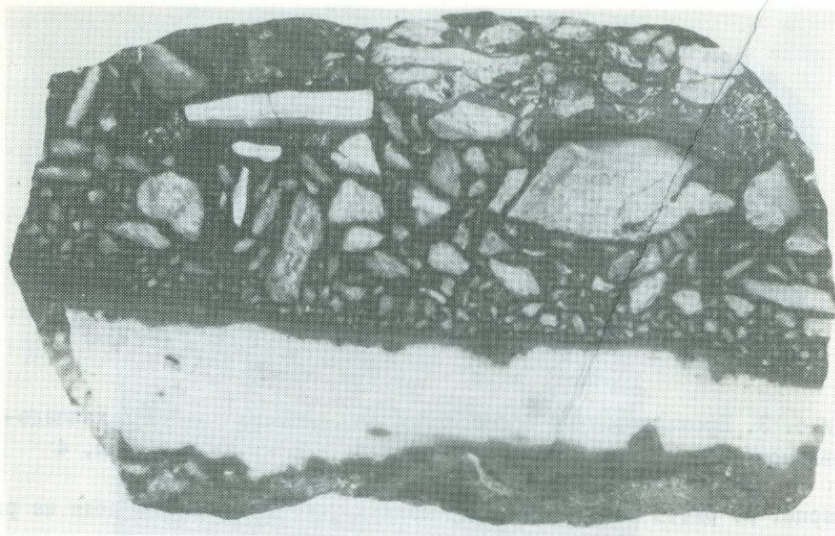


Р и с. 3. Прожилковидные обособления самородного золота в халцедоно-видном кварце. Балейское месторождение. Полир. шлиф, увел. 4

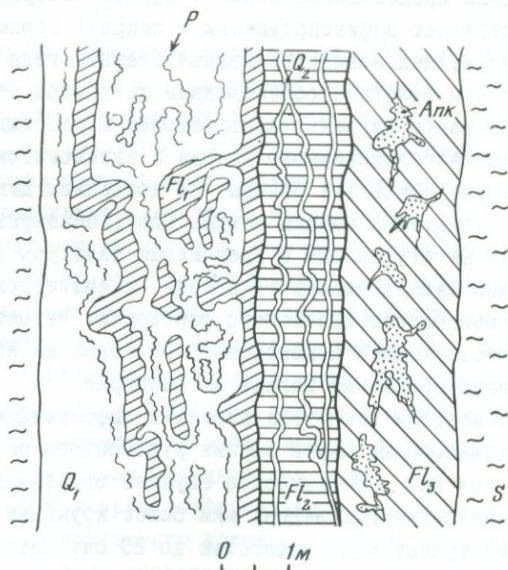
кварце. На рис.3 изображен полированный шлиф руды. Белые поля на рисунке представляют собой почти чистый халцедоновидный кварц с остаточными пустотами в центре полей. Темно-серые и почти черные поля сложены таким же халцедоновидным кварцем, насыщенным включениями тонкодисперсного коллоидального золота. Выделяющиеся на темном фоне этих полей белые цепочки представляют собой дендриты самородного золота. Фотография четко отражает зафиксированный в природе процесс последовательного очищения халцедоновидного кварца (вернее геля кремнезема) от распыленного в нем золота с образованием дендритов этого металла.

На Ново-Ивановском сурьмяно-вольфрамевом месторождении Восточного Забайкалья жилы халцедоновидного кварца с антимонитом и ферберитом секут протерозойские слюдястые сланцы. По косвенным данным возраст этой минерализации датируется ранним мелом. Для рассматриваемых руд характерны своеобразные ступчатые и брекчиевые текстуры (рис.4). На рисунке видны обломки халцедоновидного кварца, сцементированные сплошной черной массой мелкокристаллического ферберита. Вероятно, это можно объяснить дифференциацией комплексного раствора на кремневый гель и раствор, специализированный только на ферберит.

Выше мы рассмотрели различные варианты дифференциации рудного вещества, образовавшегося из одной порции рудоносного раствора. При этом масштабы этих явлений в большинстве случаев ограничивались кусками руды размером в человеческую ладонь или более крупными штуфами, целиком представляющими рудные жилы мощностью до 20 см. Однако при документации и картировании значительно более мощных рудных тел в подземных горных выработках мы нередко встречаемся с явлениями дифференциации рудного вещества на протяжении всей многостадийной истории формирования месторождений и в таких масштабах, когда общую картину дифференциации можно наблюдать только в поперечном сечении всего рудного тела. Примером может являться рис.5. Главная жила флюоритового месторождения



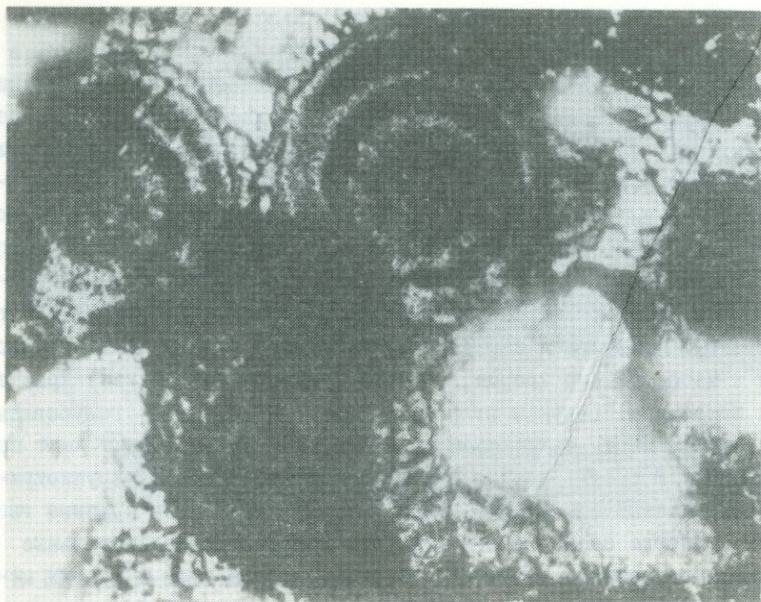
Р и с. 4. Брекчия из обломков халцедоновидного кварца (белое), сцементированная ферберитом (черное). Ново-Ивановское месторождение. Полинр. обр., натур. вел.



Р и с. 5. Строение кварцево-флюоритовой жилы месторождения Шонбрун  
 I-я стадия минерализации: лиловый флюорит ( $FL_1$ ), парадоксит ( $P$ ), шестоватый кварц ( $Q_1$ ); 2-я стадия минерализации: голубой флюорит ( $FL_2$ ), белый кварц ( $Q_2$ ); 3-я стадия минерализации: зеленый флюорит ( $FL_3$ ), анкерит ( $Ank$ );  $S$  - боковые породы, сланцы

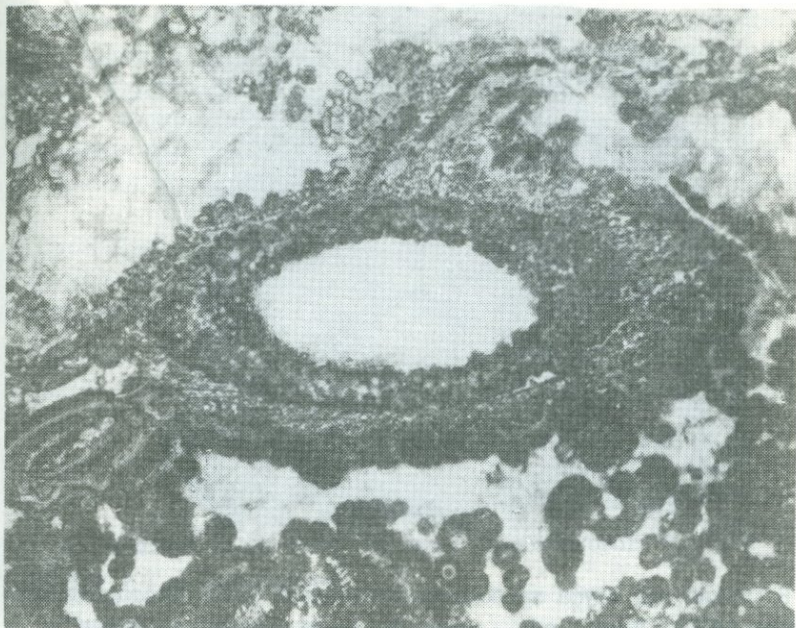
Шонбрунн (ГДР) залегает в толще древних сланцев и туфов. Мощность жилы составляет 6 м. Она сформировалась в 3 стадии минерализации, в ходе которых мощность жилы последовательно наращивалась в направлении одного и того же залёганья. Продукты первой стадии минерализации представлены лиловым крупнокристаллическим флюоритом, розовым парадокси- том и белым шестоватым кварцем. Эти минералы кристаллизовались в по- следовательности их перечисления. На рис. 5 видно, что лиловый флюо- рит обособился в виде мощных лент и крупных гнезд, а парадоксит распре- делится тонкими зонками на некотором удалении от флюоритовых скоп- лений, как бы повторяя морфологические особенности этих скоплений. Аг- регаты лилового флюорита и парадоксита находятся как бы во взвешенном состоянии в массе белого кварца, который (подчеркнем еще раз) кристал- лизовался последним. Продукты второй стадии минерализации - голубоватый флюорит и белый кварц - также обособлены друг от друга в виде лент при- чудливой формы. В третью стадию минерализации образовался крупнокри- сталлический зеленый флюорит, в массе которого заключены крупные гнез- да анкерита. Иногда среди такого флюорита встречаются значительные обособления халькопирита. Следует отметить, что на этом и других ме- сторождениях мономинеральные обособления достигают еще больших разме- ров и прослеживаются с одного эксплуатационного горизонта на другой, меняя свою форму, мощность и положение в пространстве.

Среди дифференцированных руд гидротермальных месторождений иногда сохраняются уникальные реликтовые текстуры, позволяющие глубже понять сам процесс дифференциации рудного вещества, обычно сильно замаскиро- ванный наложенными явлениями раскристаллизации и перекристаллизации. Речь идет о четких признаках пластических деформаций рудного вещества на той стадии рудообразования, когда рудоносная система в целом еще находилась в полужидком расслоенном состоянии, и мономинеральные скоп- ления различной формы "плавали" или находились во взвешенном состоя- нии. Такие признаки были обнаружены в полиметаллических рудах Шахтамин- ского месторождения Восточного Забайкалья, отложившихся в открытых тре- щинах среди гранитоидов позднеюрского возраста. Среди этих руд были встречены довольно крупные блоки со своеобразными шаровидными обособ- лениями сфалерита и галенита в анкерите. Самая примечательная особен- ность этих обособлений заключается в том, что они состоят из множест- ва мелких глобул сфалерита и галенита размером от 0,04 до 2-3 мм в диа- метре. Подсчеты показывают, что в 1 см<sup>3</sup> сульфидной массы заключено не- сколько миллионов глобул [2]. Они имеют различный состав: то сфалеритовый и сфалерит-вюртцитовый, то галенитовый; но иногда встре- чаются глобулы смешанного сфалерит-галенитового состава. Глобу- лы, состоящие из сульфидов цинка, обычно имеют зональное строение (рис. 6). Центральные их части сложены стеклообразной аморфной массой сульфида цинка (темные зоны), а периферические - вюртцитом и мелкими кристалликами сфалерита. Кроме одиночных глобул, рассеянных в массе



Р и с. 6. Зональное строение глобул сфалерита. Шахтаминское месторождение. Шлиф без анализатора, увел. 25. Черные кольца, пятна и серповидные сегменты сложены стеклообразным сульфидом цинка

анкерита, наблюдаются их скопления шарообразной и эллипсоидной формы размером до 15–20 мм в диаметре (рис.7). Шары состоят из нескольких оболочек, сложенных глобулами сульфидов свинца и цинка, а ядра этих шаров выполнены таким же анкеритом, какой окружает эти скопления снаружи. В отдельных участках рудной массы шары превращаются в эллипсоиды с накоплением глобул в "замках" по длинной оси, в связи с чем толщина сульфидных оболочек в этих местах увеличивается, а по короткой оси эллипсоида уменьшается. Такое явление могло иметь место только при сжатии или растяжении вещества сульфидных оболочек шарообразной формы, находившегося в пластическом состоянии. В этих рудах зафиксирован также момент смены пластических деформаций хрупкими. Таким образом, в этом случае мы отчетливо наблюдаем фрагменты довольно сложного природного процесса, который протекал не по обычной, привычной для нас схеме раствор – кристалл, а многоступенчато, с прохождением рудным веществом стадии аморфного, стеклообразного и кристаллического состояния. Характер пластических деформаций ясно показывает, что расслоенная рудоносная система вплоть до кристаллизации анкерита находилась в застойном состоянии. В ней лишь местами происходили медленные плавные перемещения отдельных частей раствора. О застойном почти неподвижном состоянии рудоносных систем в период рудоотложения свидетельствуют также



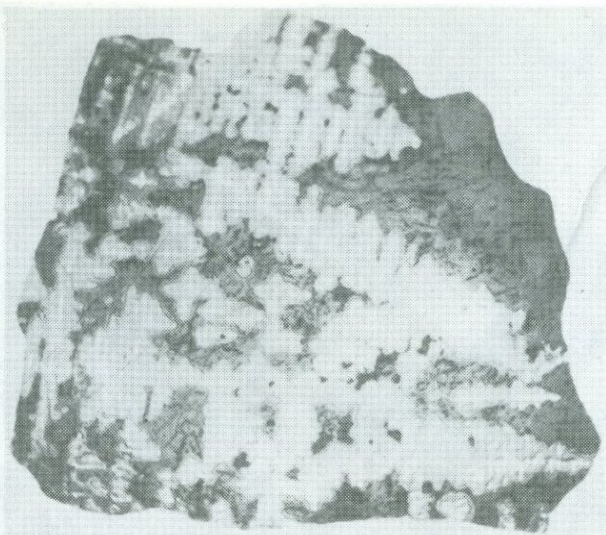
Р и с. 7. Пластическая деформация концентрически-зональных скоплений глобул сфалерита и галенита. Белое - анкерит. Шахтаминское месторождение. Полир. обр., увел. 5

крупные скелетные кристаллы галенита (рис.8), обнаруженные в рудах серебряных месторождений Саксонии (месторождения Шмальграф, Курпринц и др.). По данным В.А.Мокиевского и С.Н.Семенова [4], скелетные формы минералов наиболее легко образуются в вязкой неподвижной среде.

Таким образом, многочисленные фактические данные по составу и строению руд разнообразных гидротермальных месторождений находятся в резком противоречии с широко распространенными представлениями о разбавленных гидротермальных растворах и их якобы активной циркуляции в местах рудоотложения. Наоборот, эти данные говорят скорее всего в пользу высококонцентрированных растворов, обладавших особыми свойствами. Такие представления высказывались и раньше не только Д.Э.Сперром, предложившим известную гипотезу "рудных магм", но и Дж.Хеттоном, С.Брейслаком и Ж.Фурне (1966 г.). Среди советских ученых аналогичные идеи развивались О.Д.Левицким [3], Ф.В.Чухровым [5] и другими. И все же природа и свойства рудоносных растворов и на сегодняшний день остаются во многом загадочными.

В поисках ответа на многочисленные неясные вопросы процессов рудообразования пришлось обратиться к современной химии высокомолекулярных органических, металлоорганических и кремнистоорганических соединений и в специальной литературе нашлось много любопытных сведений, которые



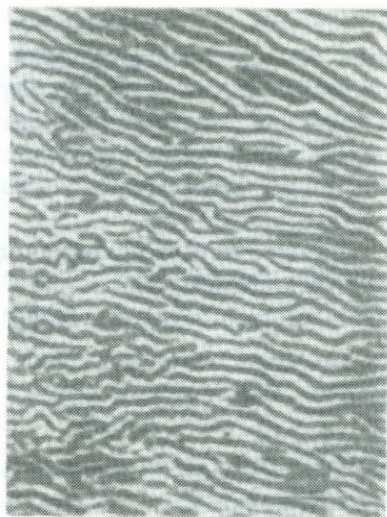


Р и с. 8. Общий вид штуфа карбонатно-сульфидной руды. Месторождение Вилькенред (ФРГ). Полир. обр., увел. 2. Белые "балки" и "ветви" - галенит; серые агрегаты - колломорфный сфалерит; черное - кальцит

представляют несомненный интерес для геологов, занимающихся проблемой генезиса эндогенных рудных месторождений. Прежде всего в продуктах высококонцентрированных полимерных растворов, частицы и свойства которых достаточно хорошо изучены, мы находим почти все текстуры, которые свойственны рудам эндогенных месторождений (сравни рис. 2-9 и 8-10).

В науке о полимерах такие структуры принято называть надмолекулярными [1]. Они образуются в результате свертывания больших молекул в клубки или глобулы при слиянии больших молекул в полосчатые формы или фибриллы (рис.9). Большие молекулы благодаря своим электромагнитным полям способны самопроизвольно ориентироваться в растворах и создавать геометрически-правильные постройки типа скелетных кристаллов (рис.10).

Таким образом, путь аналогий приводит нас к выводу о том, что все рассмотренные нами в докладе неоднородности, определяющие текстурный рисунок руд, можно относить к надмолекулярным образованиям. Правомочность такого подхода определяется не только внешним сходством строения рудного вещества и продуктов искусственно созданных человеком полимерных систем. Сам факт установления цепных, слоистых, кольцевых, каркасных и других типов прочнейших связей атомов в кристал-



Р и с. 9. Ритмично-полосчатая-текстура хлоропренового каучука ( по В.А.Каргину и Г.Л.Слонимскому /1/)



Р и с. 10. Дендритная структура сополимера диэтилового эфира винилфосфиновой кислоты с акриловой кислотой (по В.А.Каргину и Г.Л.Слонимскому /1/)

лических решетках многих породо- и рудообразующих минералов отвечает основному требованию теории полимерных веществ. Это позволяет отнести такие минералы к неорганическим кристаллическим полимерам, а расплавы и растворы, из которых они образовались, рассматривать как полимерные системы.

Подход к рудоносным растворам как особым полимерным системам позволяет удовлетворительно объяснить многие стороны процессов эндогенного рудообразования: перенос больших количеств металлов в относительно небольших объемах растворов, активную роль растворов в формировании структур рудных полей, предрудный гидротермальный метаморфизм вмещающих пород, сопровождающие рудоотложение взрывные явления, великое разнообразие текстур и структур руд.

Более углубленное понимание существа процессов рудообразования, несомненно, будет способствовать дальнейшему развитию науки о генезисе эндогенных месторождений и использованию теоретических разработок в практических целях.

#### Л и т е р а т у р а

1. Каргин В.А., Слонимский Г.Л. Краткие очерки по физикохимии полимеров. Изд. 2-е. М.: Химия, 1967.
2. Кормилицын В.С. Рудные формации и процессы рудообразования. Л.: Недра, 1973.
3. Левицкий О.Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953.
4. Мокиевский В.А., Семенюк С.Н. Скелетный рост кристаллов в вязкой среде. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1952, ч.81, вып. 2.
5. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

## Раздел 2

# ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 551.24.001.33+55.3.061.2:553.3.062/ 067

### СПЕЦИФИКА ТЕКТНО-МАГМАТИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНОВ КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

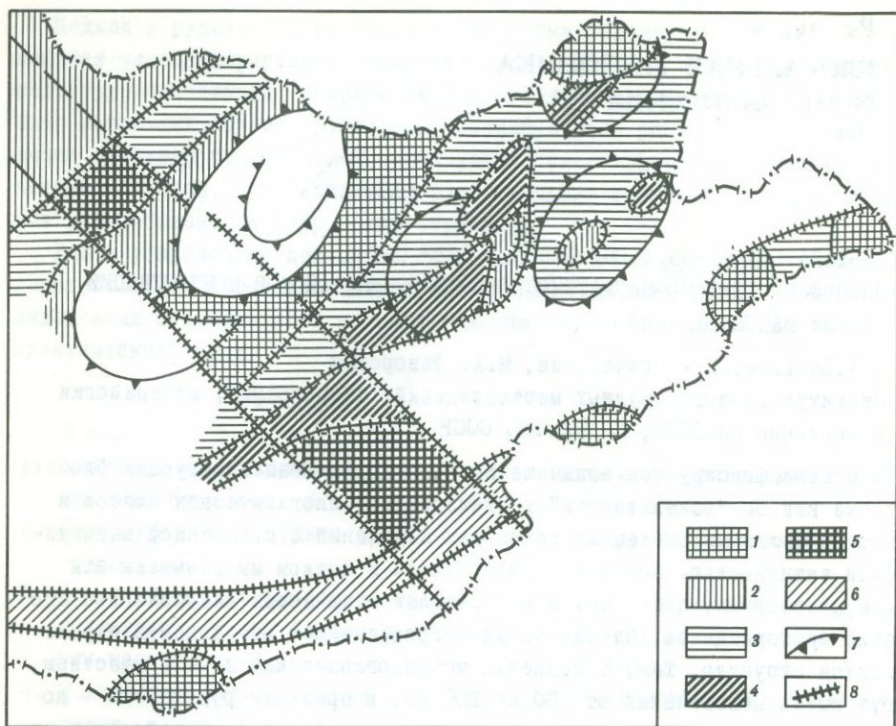
В.А.Баскина, И.К.Волчанская, М.А. Фаворская

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии  
и геохимии АН СССР, г. Москва, СССР

В статье фиксируется внимание на особых рудоконцентрирующих блоках, которые как бы "выкальваются" в пределах металлогенических поясов и зон региональными системами разрывных нарушений с повышенной магматической активностью. Вслед за Биллингслеем и Локком мы называем эти блоки кластерами, поскольку в их пределах отмечается максимальное скопление месторождений. Параметры кластеров зависят от размеров пересекающихся структур. Так, в пределах металлогенических поясов кластеры могут иметь поперечники от 100 до 200 км, в пределах рудных зон - до 40-50 км. Это отвечает соответственно масштабам рудных районов и узлов. Однако эти последние являются понятиями главным образом экономического значения. Кластеры же представляют собой специфические тектоно-магматические структуры, выявление которых имеет большое значение при прогнозно-металлогенических исследованиях.

Для выявления кластеров, как показывает опыт исследований, проведенных авторами, целесообразно применение морфоструктурного анализа, дешифрирования космических снимков и анализа латеральной неоднородности магматических образований.

Рассмотрим в качестве первого примера Восточную Монголию. Это область проявления тектоно-магматической активизации и оруденения. Преобладают северо-восточные пояса золоторудной, оловянно-вольфрамовой, молибдено-полиметаллической, редкоземельно-стронциевой и флюоритовой минерализации, согласные с главными тектоническими элементами этой области (рис.1). Наряду с ними, по данным В.И.Сотникова, отмечается секущий наложенный пояс медно-молибденового оруденения, связанный с системой северо-западных нарушений. Большинство отмеченных рудных поясов редкометальной и флюоритовой минерализации парагенетически связывают с мезозойским магматизмом и, в частности, с вулканоплутоническими ассоциациями позднемезозойского возраста. Вулканический пояс северо-восточного простирания позднемезозойского возраста протягивается через территорию всей Восточной Монголии и уходит в Китай. Пояс сложен кон-



Р и с. 1. Главные рудные пояса Монголии

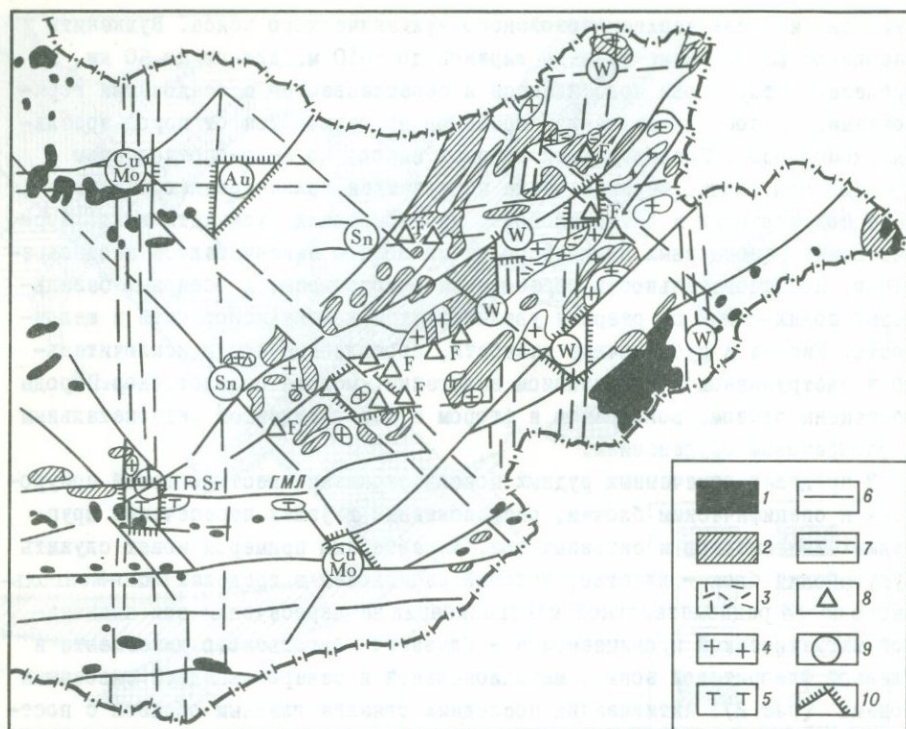
1 - Sn-W; 2 - Mo-W; 3 - Cu-Pb-Zn-Mo; 4 - F; 5 - Cu-Mo; 6 - Tr-Nb-Zr; 7 - границы сводов; 8 - разрывные нарушения

тинентальными образованиями субщелочного состава, среди которых преобладают, по данным Д.И.Фрих-Хара, трахибазальты, трахизандезиты и трахипариты, а другие разновидности - латиты, трахиты и комендиты - подчинены по объему. Кислые и щелочные разности изливались и внедрялись позже основных. Наблюдается латеральная неоднородность в строении и составе магматических комплексов в пределах пояса, связанная главным образом с различными условиями проницаемости и дифференциации. Так, вдоль юго-восточной границы пояса вытянута зона шириной 30-40 км, в которой сосредоточены магматические комплексы с наименьшим относительным количеством кислых и щелочных дифференциатов (преимущественно в экструзивном и интрузивном залегании), в том числе приповерхностных и гипабиссальных интрузий. К этой зоне приурочены флюоритовые месторождения и она получила название Главной Флюоритовой зоны. В некоторых узлах здесь наряду с фоновыми, субщелочными распространены серии с более высокими содержаниями калия. Другая зона повышенной магматической проницаемости связана со структурой Главного Монгольского линеймента, служившего ареной неоднократной активизации. Здесь протягивается реду-

пированная ветвь верхнемезозойского вулканического пояса. Вулканы заполняют разобщенные грабены шириной до 5-10 м, длиной до 60 км, в пределах которых они подстилаются и переслаиваются с осадочными горизонтами. По составу вулканы грабенов не отличаются от пород ареальных комплексов. Преобладающий возраст пород, по К-Аг-определениям, 190-135 млн. лет. Фаунистически подтвержден ниже-среднеюрский возраст подстилающих и нижнемеловой перекрывающих вулканы толщ. Формирование разобщенных комплексов начиналось и заканчивалось одновременно. Последовательность образования гомодромная, в обширных базальтовых полях в верх по разрезу увеличивается кремнекислотность и щелочность. Кислые и субщелочные разности, проявленные почти исключительно в экструзивном и интрузивном залегании, моложе базальтоидов. Породы обогащены оловом, вольфрамом и фтором и сопровождаются редкометальным и флюоритовым оруденением.

В пределах отмеченных рудных поясов скопления месторождений приурочены к специфическим блокам, расположенным в узлах пересечения крупнейших линейментов и сквозных зон. Характерным примером может служить Мухугайский блок - кластер, который расположен в пределах Южно-Монгольского пояса редкометальной минерализации на пересечении зон повышенной магматической проницаемости - Главного Монгольского линеймента и Главной Флюоритовой зоны с меридиональной и северо-западной сквозными зонами (рис.2). Активизация последних связана главным образом с пострудным кайнозойским базальтовым магматизмом.

В пределах Мухугайского кластера расположены одноименный узел с железо-фтор-редкоземельным оруденением, рудный узел Баян Хушу и минерализованный комплекс Хацу-Тэг (рис.3). В отличие от охарактеризованных флюоритовых пород Восточно-Монгольского вулканического пояса Мухугайский кластер сложен главным образом трахитами и практически не имеет аналогов в других частях пояса. В рудных узлах блока расположены породы калиевой серии мелнефелинитов-меллейцититов-трахитов-трахилипаритов, сопровождающиеся коматматичными щелочными, нефелиновыми и кварцевыми сиенитами, шонкинитами. В надинтрузивных зонах сиенитов и шонкинитов и по периферии эруптивных центров расположены зоны дробления и метасоматоза с карбонатитоподобными, карбонатными жилами и брекчиями с редкоземельной апатит-магнетитовой, флюорит-барит-целестиновой минерализацией. Возраст верхнепалеозойских изверженных пород блока, в том числе рудоносных щелочно-основных дифференцированных серий, колеблется в пределах от 153-142 (главная масса) до 127 млн. лет, т.е. соответствует наиболее молодой части разреза позднемезозойский вулканического пояса. От регионально распространенных разновозрастных вулканических породы Мухугайского блока отличаются большим размером дифференциации, большей щелочностью (рис. 5), значительно более высокими концентрациями калия, фтора, фосфора, стронция, редких земель ( $K_2O$  до 6-11%, F и P от десятых долей до первых процентов).

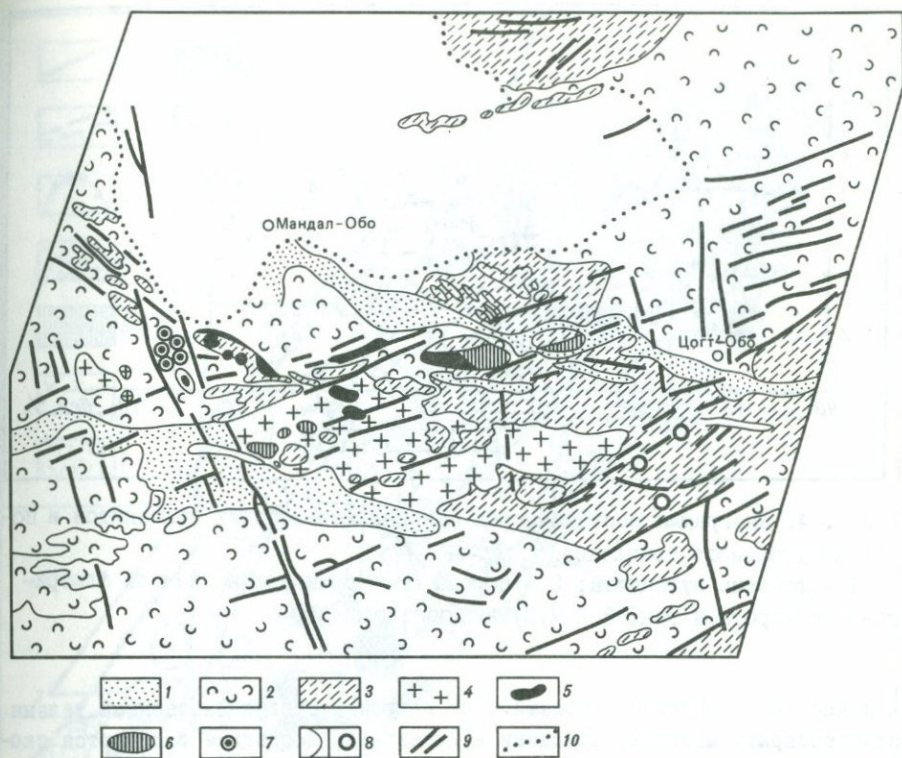


Р и с. 2. Схема размещения региональных зон разрывных нарушений, рудоносных кластеров и позднемезозойских магматических полей Восточной Монголии

1 - кайнозойские щелочные базальты; 2-5 - позднемезозойские образования: 2 - трахиандезито-базальты, 3 - липариты, трахилипариты, 4 - гипабиссальные интрузии, 5 - Мупугайский комплекс калиевых щелочных вулканитов; 6 - крупнейшие разломы; 7 - сквозные зоны; 8 - месторождения флюорита; 9 - редкометалльные месторождения; 10 - границы кластеров

Таким образом, описываемый блок расположен в области весьма длительной неуследованной тектоно-магматической активизации и характеризуется пересечением зон разрывных нарушений, трассирующихся позднеюрскими - раннемеловыми вулканитами, и меридионального пояса кайнозойских базальтов, протягивающегося от байкальского рифта до Долины Озер. Магнетизм блока резко аномален в сравнении с фоновыми позднемезозойскими вулканитами Восточной Монголии (рис.4).

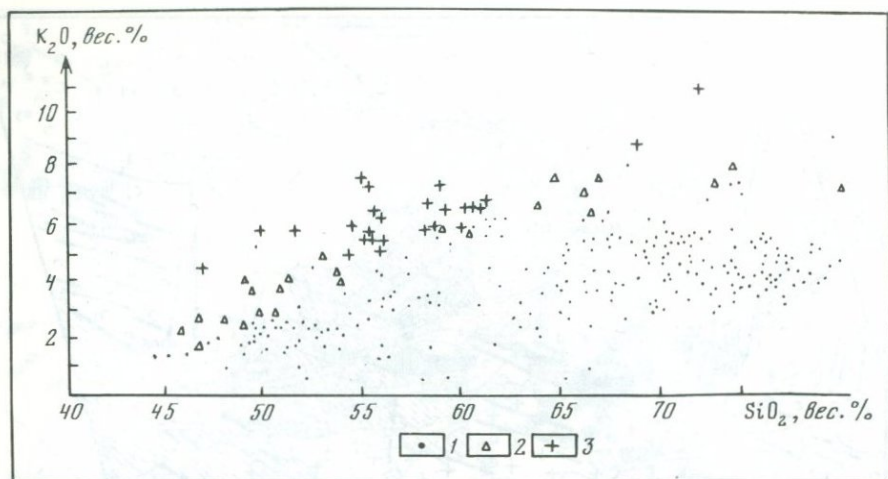
Другой пример подобного типа представляет собой Кавалерово-Дальнегорский кластер в Приморье. Он расположен в области пересечения Сихоте-Алиньского Краевого вулканического пояса широтным и меридиональным поясами сквозных нарушений, также характеризующимися специфическими чертами тектоно-магматической активности (рис.5).



Р и с. 3. Схема геологического строения Мушугайского кластера

1 - кайнозойские рыхлые отложения; 2 - верхнемеловые рыхлые отложения; 3 - осадочные породы палеозойского комплекса; 4 - гранитоиды; 5 - мезозойские щелочные вулканиты; 6 - жерловые фации мезозойских кислых щелочных вулканитов; 7 - верхнемеловые базальтовые постройки; 8 - границы геологических тел; 9 - линеаменты; 10 - слабо выраженные границы кайнозойских депрессий

Главные металлогенические зоны Сихотэ-Алиня включают с востока на запад полиметаллическую, оловорудную, олово-вольфрамовую и другие зоны. Металлогения Кавалеро-Дальнегорского кластера отличается скоплением месторождений олова и полиметаллов, а также боры и ряда элементов, не характерных для района в целом. Сихотэ-Алиньский вулканический пояс сложен верхнемеловыми и палеогеновыми липарит-делленитовыми толщами мощностью 2-3 км. Менее распространены трахиандезитовые и андезитовые комплексы, подстилающие деллениты или перемежающиеся с ними. Завершают разрез вулканитов андезитобазальтовые и базальтовые, реже бимодальные серии. Базальтоиды распространены неравномерно, а на территории среднего Сихотэ-Алиня незначительно. Кавалеро-Дальнегорский кластер сложен оса-

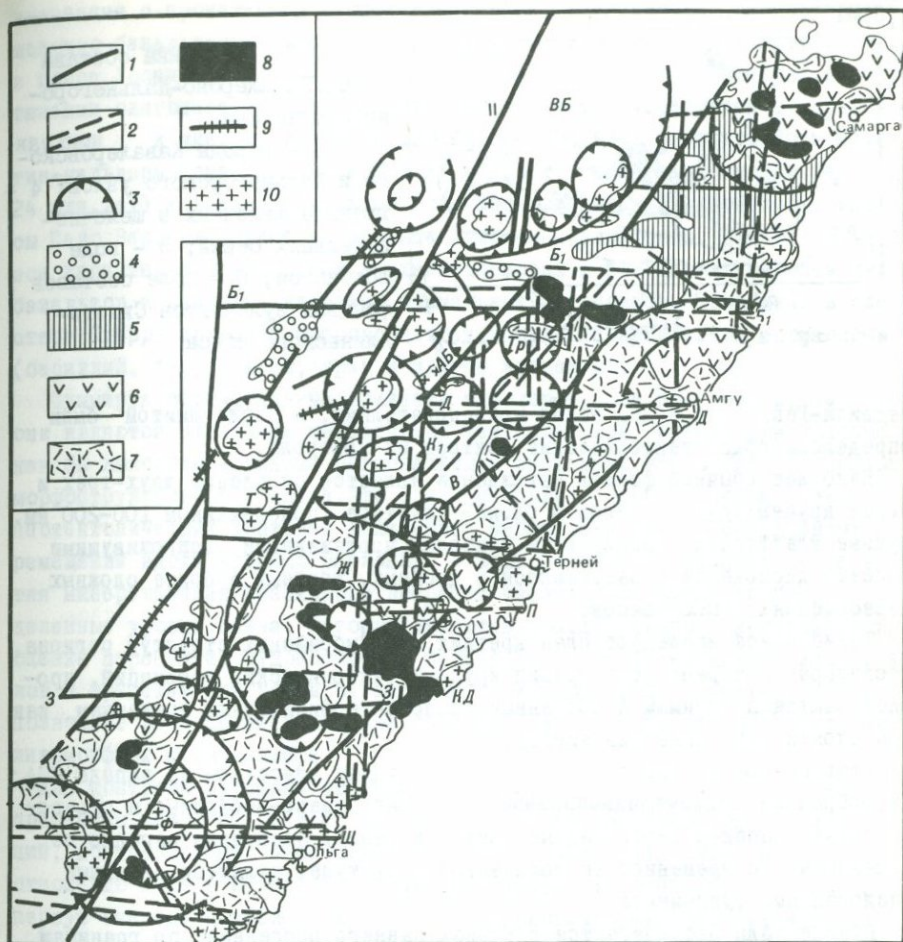


Р и с. 4. Диаграмма состава пород фоновых мезозойских вулканитов и пород Мушугайского комплекса

1 - фоновые вулканиты; 2 - породы некоторых узлов главной флюоритовой и широтной зон; 3 - Мушугайский комплекс

дочными мезозойскими породами. Они прорваны субвулканическими телами или перекрыты мезокайнозойскими вулканитами. Последние отличаются скоплением разновозрастных андезитовых и базальтовых комплексов, в том числе и таких, которые на остальной территории практически не встречаются. Это прежде всего мезозойские диабазы, трахидиабазы, пикриты триасовые, юрские, меловые, палеоценовые, затем оливинные субщелочные базальты, внедрение и излияние которых в рассматриваемых блоках началось раньше (в конце мела - палеоцене), чем в других частях пояса. В Дальнегорском блоке, помимо этого, известен комплекс калиевых базальтоидов позднепалеоценового возраста, не распространенных на остальной территории Сихотэ-Алиня. Кислые вулканиты здесь имеют тот же состав, что и в остальной части вулканического пояса, но, помимо этих фоновых разновидностей, там имеются специфические (рис.6) ультракалиевые породы (типа эльванитов). Широтные и меридиональные пояса дислокаций, которыми определяются границы кластера, на протяжении десятков-первых сотен километров обладают теми же, хотя и менее резко выраженными отличиями.

Рудоконцентрирующие блоки, или кластеры, т.е. площади скопления наиболее крупных и уникальных месторождений, были впервые описаны на западе США в 30-х годах Локком и Биллингслеем с целью определить главные черты их тектонической позиции. На примерах таких кластеров как Бингем-Парк-Сити-Тинтик (и открытый в последнее время Сперр) или Клеймакс-



Р и с. 5. Схема расположения рудоносных кластеров Приморья и региональных систем разрывных нарушений

1 - региональные зоны разломов; 2 - сквозные системы нарушений; 3 - кольцевые структуры; 4, 5 - позднекайнозойские базальтоиды; 6, 7 - мел-палеогеновые магматические образования: 6 - основного состава, 7 - кислого состава; 8 - площади сложного строения с контрастными ассоциациями магматических пород; 9 - пояса интрузий основного состава; 10 - интрузии гранитоидов.

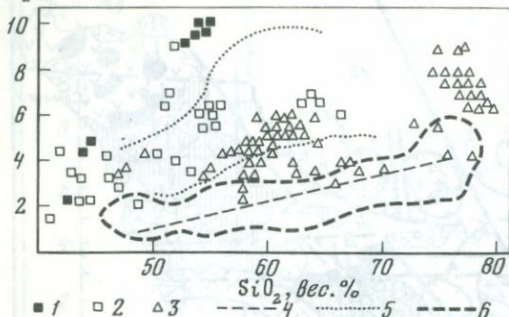
Буквы на карте - названия кольцевых структур и линеаментов.

Сквозные зоны: КД - Кавалерово-Дальнегорская, Б<sub>I</sub> - Бикинская (южная), Б<sub>2</sub> - Бикинская (северная), П - Пластунская, Щ - Щербаковская.

Кольцевые структуры: ВБ - Верхне Бикинская, Д - Дальненская, Ф - Фурмановская, И - Журавлевская.

Швы: З - Западный, А - Арсеньевский, В - Водороздельный

$K_2O$ , вес. %



Р и с. 6. Специфика состава пород Кавалерово-Дальнегорского кластера

I-3 - породы Кавалеровского и Дальнегорского узлов; 4 - граница щелочных и щелочно-земельных серий; 5 - поле шононитов; 6 - поле составов фоновых вулканитов Сихотэ-Алиньского пояса

Ледвилл-Гендерсон и др. этими исследователями, а позже Шмитом были определены общие тектонические факторы их контроля.

Наиболее обычной формой нахождения является скопление двух-трех и более крупных рудных узлов в блоке-кластере поперечником 100-200 км. Рудные кластеры контролируются наиболее протяженными долгоживущими поясами дислокаций и размещаются в двойных, тройных и более сложных пересечениях этих поясов.

Такие пояса наследуют план древних докембрийских структур региона, неоднократно играют роль границ крупных тектонических провинций, прослеживаются по прямым и косвенным геолого-геофизическим признакам, как трансконтинентальные линейменты.

Главные пояса, определяющие позицию рудных кластеров на западе США, дугообразные близмеридиональные, а также северо-восточные и северо-западные, запад-северозападные, реже широтные. Последние нередко не проявлены в современной геологической структуре, являются скрытыми дислокациями фундамента.

Рудные узлы располагаются в блоках раннего орогенеза, по границам эродированных выходов докембрия, неоднократно активизированными на пересечении их с молодыми (мезокайнозойскими) дислокациями. Упомянутые исследователи подчеркивали, что оруденение так же, как и ассоциированные изверженные породы, связано с едиными источниками тепла и вещества, возникающими в процессе глубинной дегазации. Большинство американских исследователей рудных месторождений подчеркивали отсутствие каких-либо специфических отличий в строении и составе изверженных комплексов, с которыми ассоциированы отдельные крупные месторождения или их скопления, по сравнению с одноименными комплексами регионального распространения. Это в значительной мере справедливо, если ограничиться рассмотрением магматических тел, непосредственно предшествующих оруденению и принадлежащих к рудоносным формациям (в данном регионе к субщелочным умеренно кислым сериям монзонитов-гранодиоритов). Однако если рассматривать историю развития магматизма в целом, то главным отличием рудоконцентрирующих поясов и кластеров является неоднократная ак-

тивизация с проявлением наиболее нагретых, в частности базальтовых и щелочно-базальтовых, расплавов, в том числе и в пострудное время. Так, в поясе Уосач сосредоточены вулканические комплексы, в которых на протяжении олигоцен-миоцена базальты неоднократно чередуются с средне-кислыми и кислыми вулканиками. Укажем калиевые базальты Друм-Маунтин-кальдеры Томас с возрастом 37 млн. лет., пояс раннемиоценовых (21-24 млн. лет) калиевых базальтов близ Марисвейлд, вулканические комплексы Пало Верде и другие на границе Аризоны - Калифорнии. Для этого же пояса характерна локализация верхнемиоценовых и плиоцен-плейстоценовых базальтов и наиболее нагретых термальных источников. Последние в кластере Сперр-Парк-Сити сопровождаются мощной геохимической аномалией (бериллий, фтор, литий, уран и другие элементы).

Суммируя отличительные признаки кластеров, еще раз подчеркнем, что они являются площадями интенсивной тектонической проработки, которые как бы выколоты крупными региональными системами нарушений. По данным морфоструктурного анализа, это специфические блоки с особым режимом неотектонических движений вследствие пересечения разнонаправленных перемещений вдоль крупных разломов. В зависимости от стиля этого развития минерализация различного возраста оказывается выведенной на определенные уровни среза, которые являются дополнительными критериями при оценке перспектив рудоносности. Сложность строения магматических ареалов в пределах кластеров отражается на их космофотоизображениях, что позволяет распознавать сходные объекты при дешифрировании структурно-литоморфных форм рельефа.

Для контроля рудоконцентрирующих блоков и узлов по магматическим признакам наиболее благоприятным является пересечение поясов дислокаций, контролирующих наибольшее количество нестандартных, аномальных по отношению к фону разновозрастных вулканических комплексов и тел, в первую очередь наиболее глубоких и высокотемпературных: мафических, ультрамафических, щелочных, наиболее богатых калием и минерализаторами как в дорудное, так и в послерудное время, т.е. структур с признаками наиболее многократных и интенсивных проявлений процессов тектономагматической активизации как дорудных, так и пострудных.

## ON THE ORIGIN AND DISTRIBUTION OF THE METALS IN THE MAJOR ORE DEPOSITS OF THE GLOBE

J.A.Noble

Consultant, Pasadena, California, USA

## A Metal Distribution Map of the Globe .

A considerable number of proposals have been made to relate ore occurrences of the globe to tectonic features, some small, some as large as continents. While some of the tectonic studies are well documented and very impressive, they seem for the most part to disregard the problem of the sources of the metals. An attempt was made by me [2] to outline the sources of the common nonferrous metals in the North American continent, and now having adequate maps for all the continents, it is possible to extend these outlines to the entire globe.

The outlines of metals for the North American continent nearly coincide with parallels of latitude and were originally designated "latitudinal belts"; it was noted, however, that there was a small but systematic departure from parallelism, and there were some problems in the high latitudes. As the other continents have now been plotted by the same technique, these aberrations continue, and the supposed latitudinal belts become parts of a global spiral system.

In the Northern Hemisphere, the belts, starting at the equator, make three laps around the globe and part of a fourth lap, finally at about 40° latitude splitting and turning toward the pole. The Southern Hemisphere is a mirror image of the Northern one except that it discloses only two and a half laps, the rest above 40° latitude being missing because of the absence of continental masses. The origin is located in the area on the equator under the present position of South America. From this, a spiral extends in each hemisphere, clockwise in the Northern Hemisphere, counter-clockwise in the Southern Hemisphere.

In the Northern Hemisphere, there are 390 First Order districts. All but four, at high latitudes (3 Ni in Siberia, 1 Zn, Pb in Canada) are included in the belts. In the Southern Hemisphere there are 106 districts; all are included in the belts.

## Origin of the Global Spiral System

The origin of the spiral belts must be speculative. One possibility will be outlined here, but better ones may be brought forth. It is proposed that there occurred, at a late stage in the consolidation of the globe, an accident, a one-time event of short duration. As a result of pressure applied to a plastic partly liquid core by a contracting mostly solid outer mantle, there was emitted a jet of material, including metallic constituents, at a point of weakness on the equator of

the globe. By "unwinding", the two spiral belts can be visualized as shown.

At first glance it is tempting to consider the two columns, one for each of the two hemispheres, as being equivalent to lines of drill core or drill cuttings laid out for our inspection. The analogy is not good, however, if the mechanism just proposed is valid, because the columns must represent dynamic events for which we have no analogy in our drilling procedures. The columns represent the positions of materials in the order that escaped from the core, the first at the top, the last at the bottom. The columns then are not cross sections of anything.

The column for the Northern Hemisphere will be discussed first because it is complete. The upper one-third, from the United States to the end in the Soviet Far East, has much the greatest number of occurrences (373) and the greatest variety of metals. It includes all the Ni occurrences except one and has the No. One Ni district, Sudbury. It also includes the No. One Hg in Europe, and the No. One Cu and the No. One Mo in the United States. The middle one-third of the column, Mexico, China and North Africa, has 81 occurrences and includes the No. One Pb, Zn and the No. One Ag in Mexico, and also the No. One W and the No. One Sb in China, etc. The bottom one-third has only 11 occurrences, no No. One.

The column for the Southern Hemisphere is similar but has only a small part of the important/upper one-third. It probably begins with South America and has 46 occurrences, including the No. One Sn in Bolivia. The middle one-third, consisting of South Africa and Northern Australia, has 37 occurrences, including the No. One Au in South Africa. The bottom one-third has 21 occurrences, no No. One.

Slide 7 shows two separate columns, which is a fact, but they originate at a common point and for legibility have to be separated. Almost at the start they do separate, however, and begin to make spirals. This presumably is due to a change in the speed of rotation of the columns as compared with that of the globe; the former, if retarded, will seem to move, in relation to the globe, in the direction indicated, clockwise in the Northern Hemisphere, counter-clockwise in the Southern Hemisphere.

#### Tectonic Controls

These pre-crustal processes do not make ore deposits, however. The ore deposits form in the crust and require tectonic controls for emplacement. Some of the tectonic features are continental in size and are related to the shapes of the continents, but most are of small size. The most obvious control is in North America, where more than one-half of the known occurrences are found in a belt only about 10 to 15 degrees wide adjacent to the Pacific Ocean. The remaining occur-

rences in North America are scattered, and there is no notable concentration along the Atlantic Coast. In Eurasia there is some concentration near the Pacific Ocean (Japan, Korea, Philippines), but less marked than in North America and in a wider belt; the rest of the continent has a broad distribution. In the Southern Hemisphere, South America has more occurrences along the Pacific Coast, and to a lesser degree so does Australia, but Africa has occurrences only in the interior.

Within the continents, in North America ENE fracture Systems are important [2]; in Eurasia, east-west and north-south systems control [1] except along the Pacific Coast, where island arcs are more important. There seem to be no general rules for the three continents of the Southern Hemisphere.

#### Conclusions and Implications

The important conclusion from this study is that the positions of the First Order metal deposits of the globe are not random but are the result of two separate controls: first by pre-crustal spiral belts laid down on the top of the mantle; and second by crustal controls in the crust particular to each continent. Neither control by itself can make an ore deposit. To find First Order deposits, we will do better to look for them along structural controls within the limits of the global spirals. On the other hand, if we are willing to go for smaller deposits, we can follow the structural controls wherever they go: the spiral belts disappear when we plot all sizes of occurrences.

Do the spiral belts exist and do they have to be pre-crustal? These questions deserve close study, because if the answer is positive this pretty well rules out continental drift, plate tectonics, and associated theories. The works of Routhier [3,4] and of Favorskaya and Tomson [1] in Europe, North Africa and Asia I think lead to this same conclusion.

#### R e f e r e n c e s

1. Favorskaya M., Tomson I.N. Interrelation between ore-concentrating lineaments, Eurasia and Tethys Zone. The Problems of Ore Deposition. Fourth IAGOD Symp. Varna, 1974, vol. 11, p. 454-459.
2. Noble J.A. Two metallogenic maps for North America. Geol. Rund., 1980, vol. 69, N 2, p. 594-607.
3. Routhier P. A new approach to metallogenic provinces: The example of Europe. Econ. Geol., 1976, vol. 71, p. 803-811.
4. Routhier, P. Vers un schema unitaire de Métallogénie régional. Chr. Rech. min. 1977, vol. 436, p. 11-22.

REGIONAL HORIZONTAL ZONING OF THE MESOZOIC ENDOGENIC LEAD-ZINC  
AND COPPER DEPOSITS IN EAST ASIA AND THEIR GEOLOGICAL BACKGROUND

T. Miyazawa

Kokushikan University, Tokyo, Japan

Regional horizontal zoning of the Mesozoic to early C<sub>2</sub> endogenic lead-zinc and copper deposits is known in Japan and Korea. The lead-zinc deposits are distributed on the Japan Sea side and the copper deposits on the Pacific Ocean side in Japan. The lead-zinc deposits occupy its northern half and the copper deposits its southern half in Korea.

Sikhote-Alin Province may belong to the lead-zinc zone.

According to the latest geological data available, it is almost sure that similar regional horizontal zoning of the Mesozoic endogenic lead-zinc and copper deposits will also be recognized in the southern area of the Yangtze in China. The lead-zinc deposits occupy its western part and the copper deposits its eastern part in that area.

Moreover, similar tendency may be present in Southeast Asia, although the data available are scarce.

In the writer's opinion, deformation of the lower part of continental plate due to the subduction of the oceanic plate beneath the continental plate at each epoch is one of the most important causes for the formation of this horizontal zoning of the ore deposits in respective area. As the result of this deformation, the fracturing and the following generation of magma took place in that portion.

The lead-zinc deposits and the copper deposits were formed in close genetical relation with the magma originated from the more acidic upper portion and the more basic lower portion of continental plate respectively.

Thus, the scheme of the regional horizontal zoning of the lead-zinc deposits and the copper deposits now observed in the area was accomplished.

Generally speaking, the more gentle the inclination of the subduction zone is, the more broad the copper zone tends to become. The copper zone in China above mentioned may be one of the best examples in East Asia. It has the width of more than 500 km. On the contrary, the inclination of the subduction zone during the Mesozoic age is reported to be large in the Burmese-Malayan peninsula and the extensive copper zone is unknown in that area.

## CENOZOIC METALLOGENY ALONG THE SW JAPAN ARC

Ei. Horikoshi

Department of Earth Sciences, Toyama University, Japan

## Introduction

The SW Japan arc facing the Philippine Sea plate to the south exhibits the zonal arrangement of Cenozoic magmatism and Mineral deposits along the arc. The leading edge of plate subducting presently from the Nankai trough attains now a depth of about 60 km below the central side of the arc. This tectonic settings indicate that the present subduction of Philippine Sea plate is not responsible for any Cenozoic magmatism in the SW Japan arc.

This article concerns especially with tectonic settings of mineral deposits associated with magnetite- and ilmenite-series granitic rocks, respectively.

## Geologic Settings

Magnetite-series granitic rocks intruded in the area along the Sea of Japan coast in Paleogene and are genetically related to Pb-Zn and Mo deposits. The activity of Paleogene magnetite-series granitic rocks ceased at about 35 m.y.b.p.

The Neogene volcanism called commonly the Green Tuff volcanism began in the same area at about 20 m.y.b.p. The volcanism is predominantly dacitic and later andesitic together with a minor quantity of basalt. The Kuroko-type deposits were formed at 14 m.y. ago. It is considered that Cu-Pb-Zn and Au-Ag vein-type deposits were formed slightly later. Magma responsible for the present volcanism in this area belongs to the alkali-olivine basalt, which seems to appear first toward the Plio-Pleistocene.

Another type of magmatism called the Outer-zone igneous rocks took place in the outer side of SW Japan within the period of the Cenozoic volcanism along the Sea of Japan coast. Ilmenite-series granitic rocks contaminated by crustal materials and the formation of volcano-plutonic complex are characteristic of the igneous activity in the area along the Pacific Ocean coast. However, this feature changes gradually toward the north and grades into monogenic volcanoes composed of magnesian andesite derived from mantle. Radiometric ages of the whole activity are concentrated at about 14 m.y. ago. Cu and Sn-W deposits of vein- and skarn-type were associated with the Outer-zone magmatism. The distance between the igneous rocks and the present Nankai trough is less than 100 km at nearest.

## Tectonic Settings

The Shimantogawa group in the outer side of SW Japan arc is distributed roughly parallel to the Paleogene magnetite-series granitic rocks

in the inner side of SW Japan and consists mainly of accretional prisms of the late Jurassic to the Paleogene. It is highly probable that the age when these strata were accreted was also Paleogene. It is suggested that the Pacific plate has subducted to the north probably from the place of the present Nankai trough until 42 m.y. ago. The Sea of Japan was opened in the relation with the northward subduction of plate within the period from 70 m.y. to 42 m.y.b.p.

Since 42 m.y. ago the Pacific plate has moved to the WNW and subducted from the Izu-Mariana trench, resulting in the east-westward opening of the new marginal sea, the Philippine Sea plate in the Shikoku basin, from about 30 m.y. to about 22 m.y.b.p. or little later. The present consuming plate margin along the Nankai trough must have acted as a transform fault during this period. It is inferred that the subducted plate was cut off as a result of the opening of Philippine Sea at about 30 m.y.b.p. and the moving-forward of a cut-off segment of the formerly Pacific plate is responsible for the beginning of the Neogene volcanism at about 20 m.y. ago.

Extensional tectonic environments indicated by the marine transgression along the Sea of Japan coast are fading away to the south. Monogenic volcanoes are characteristic of the weak stress regime. As neutral tectonic environments prevail, magma began to ascend from upper mantle through the process of partial zone melting. Such a process causes magma contaminated highly by crustal materials and the emplacement of ilmenite-series granitic rocks. Volcano-plutonic complexes exhibit commonly the formation of Valles-type caldera and ring-dike, which may be indicative of neutral tectonic environments. There are, however, many north-southerly dikes cutting through volcano-plutonic complexes in the final stage, affected by the compressional force resulted from the initiation of plate subduction from the Nankai trough at about 12 m.y.b.p.

#### Tectonics of Granitic Rocks

Magnetite-series granitic rocks are the manifestation of deep-seated magma reservoir of the arc volcanism related to the plate subduction. As the plate subduction from a trench ceased, the arc volcanism related may decline. It seems that the plate subduction may be responsible not only for magma generation, but also for the formation of channelways for the ascending magma. In the neutral stress regime, magma generated once in upper mantle can ascend through partial zone melting due to its buoyancy. The process generates magma as ilmenite-series granitic rocks contaminated highly by crustal materials. The area where the magmatic activity can take place after the cessation of plate subduction must be restricted inside the aseismic front to which the low-velocity layer as an indicator of partially melted mantle extends.

### Concluding Remarks

The description which supports the present hypothesis may be still scarce. In Tibet, however, Zhang et al. interpreted that magnetite-bearing granitic rocks in the Kangdese belt resulted from the subduction of the Indian Ocean plate beneath the Eurasian plate, while ilmenite-bearing ones in the Lhagoi Kangri and Himalaya belts was active in the collision of both plates. Likewise, Miocene ilmenite-series granitic rocks in the Hidaka orogenic belt, Hokkaido, may indicate also the activity after the collision.

The distribution of mineral deposits can manifest the occurrences of both series granitic rocks. Porphyry copper and Mo deposits occur widely along the Circum-Pacific and Yugoslavian to Iranian Alpine mobile belts which coincide roughly with the present-day volcanic belts active since about 50 m.y.b.p. The fact may indicate that magnetite-series granitic rocks are eroded exposures for magma reservoir of an arc volcanism. On the contrary, Sn-W deposits are distributed far from the present-day volcanic belts. Sn deposits associated with Malaysian and Hercynian granites are good examples. Hercynian granites may not indicate the arc volcanism related to the plate convergence, but the area below which the low-velocity layer occurred during the Caledonian orogeny.

UDC 553.3.078

### GEOLOGICAL STRUCTURE AND METALLOGENESIS OF WESTERN CENTRAL EUROPE

H.W.Walther

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, F R G

#### Introduction

In the Federal Republic of Germany and adjacent areas endogenic mineral deposits were formed during at least five metallogenic epochs (Fig. 1). Within one epoch the mineralization commonly shows distinct regional differences. Only the Late Alpidic mineralization, which is connected with the Late Mesozoic to Tertiary rift tectonics, shows almost uniform development over the whole area (Fig. 2).

#### Pre-Variscan Metallogenic Epochs

Only a few pre-Variscan ore deposits were mined in the past. They are situated in Eastern Bavaria in the region bordering the Bohemian Massif [3, 4].

During the Late Precambrian, or Assyntian, metallogenic epoch, some massive sulfide deposits and sulfide impregnations were formed in the area of Bodenmais and Zwiesel and near Lam in the NE part of the Bavarian Forest, 70 - 80 km east of Regensburg. They are polymetamorphic

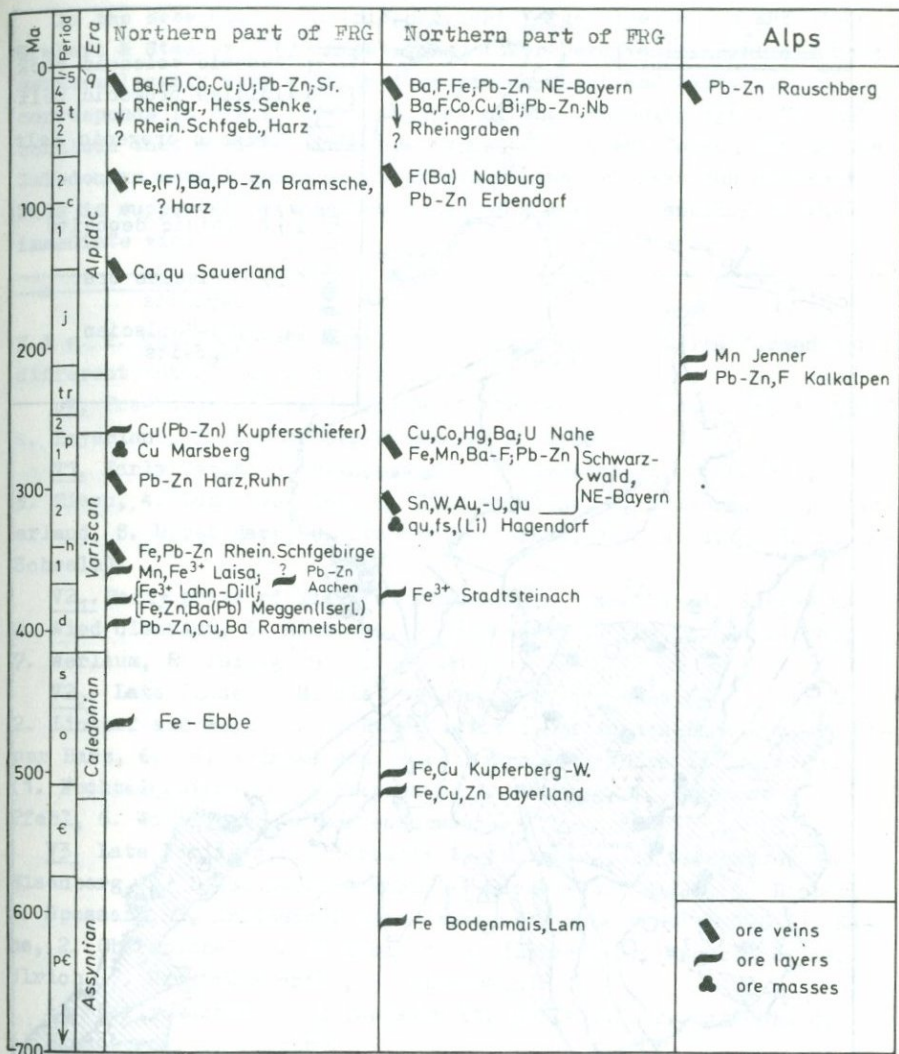


Fig. 1. Formation of endogenic mineral deposits in FRG

and of primarily volcano-sedimentary origin: they occur in Moldanubian garnet-cordierite-sillimanite gneisses and contain mainly pyrrhotite and pyrite, 2.5% Zn and very little Cu and Pb [20, 27, 38].

The Bayerland deposit near Waldsassen [24] in Upper Cambrian phyllites of the Upper Palatinate Forest, 50 km east of Bayreuth, as well as the stratiform ore deposits at Kupferberg and Wirsberg [43] in a Lower Ordovician shaly to phyllitic volcanosedimentary series in the Franconian Forest, north of Bayreuth, belong to the same type of deposit.



In the Ebbe Hills, Rheinisches Schiefergebirge, 65 km ENE of Köln, Grabert & Stadler [16] investigated Lower Devonian oligomictic conglomerates locally very rich in ferruginous chert and hematite. The ore corresponds in every aspect to that of the Lahn-Dill type. The authors conclude that a hidden iron ore deposit which was formed during the Caledonian metallogenic epoch exists in the pre-Devonian basement. This is supported by the occurrence of a magnetic anomaly in the immediate vicinity.

Fig. 2. The regional distribution of mineral deposits formed during different metallogenic epochs in FRG

pV. Pre-Variscan ore deposits (1. Zwiesel, 2. Bodenmais, 3. Lam, 4. Bayerland, 5. Kupferberg-Wirsberg, 6. Ebbe).

V1. Early Variscan ore deposits (1. Rammelsberg, 2. Meggen, 3. Eisen, 4. Lahn syncline, 5. Dill syncline, 6. Kellerwald, 7. Sauerland, 8. Upper Harz, 9. Franconian Forest, 10. Laisa, ? Iserlohn-Schwelm).

V2<sub>1</sub>. Early phase of Middle Variscan vein deposits (1. Siegerland, 2. Wied district, 3. Ramsbeck, 4. Bensberg, 5. Ems, 6. Holzappel, 7. Werlaum, 8. Tellig, 9. Altlay).

V2<sub>2</sub>. Late phase of Middle Variscan vein deposits (1. Velbert, 2. Lintorf and Selbeck, 3. Ruhr district, 4. Aachen-Erkelenz, 5. Upper Harz, 6. St. Andreasberg; Middle Variscan veins in South FRG (1. Fochtelgebirge, 2. Goldkronach, 3. Mähring, 4. Hagendorf, 5. Pfahl, 6. Wittichen, 7. Menzenschwand).

V3. Late Variscan ore deposits (1. Marsberg, 2. Goldhausen am Eisenberg, 3. Dexbach-Biedenkopf, 4. Richelsdorf Hills, 5. Bieber, 6. Spessart, ? Arnsberg); Late Variscan veins in South FRG (1. Nabe, 2. Obermoschel, 3. Baumholder, 4. Impbach, 5. Haslach, 6. St. Ulrich, 7. Untermünstertal, 8. Eisenbach).

A1. Early Mesozoic ore deposits (1. Höllental, 2. Mittenwald, 3. Rauschberg, 4. Jenner).

A2. Late Mesozoic and Tertiary ore deposits (a. Hüggel Mt. [Fe, Ba, (Pb-Zn)], b. Münsterland [Sr], c. Maubach [Pb-Zn, (Cu)], d. Mechernich [Pb-Zn, (Cu)], e. Bleialf [Pb, F], Uersfeld [Ba], g. Wallerfangen [Cu, Pb], h. Blankenrode [Pb-Zn], i. Brilon [Ba, Pb-Zn], k. Dreislar [Ba], l. Siegerland and Dill-syncline [Cu], m. Hartenrod [Ba], n. Usingen [Pb], o. Bad Lauterberg [Ba, (F), Cu], p. Richelsdorf Hills [Ba, Co], q. Bieber [Fe, Mn, Ba, Co], r. Spessart [Ba, Fe, Mn, Co], s. Odenwald [Ba, F, Cu, Pb], t. Wiesloch [Zn-Pb], u. Käfersteide [F, (Ba)], v. Neubulach [Cu, Bi, Ba], w. Freudenstadt [Cu, Bi, Ba], x. Clara [Ba, F], y. Badenweiler [Ba, Pb-Zn], z. Upper Franconia district [F, Ba, Fe], a'. Erbdorf [Pb-Zn, Cu, Ba], b'. Nabburg-Wölsendorf [F, Ba], c'. Sulzbach on the Danube [F, Ba])

### The Variscan (Late Paleozoic) Metallogenic Epoch

The Variscan metallogenic epoch is the most important one in Central Europe north of the Alps. Around 75% of the lead and zinc concentrated in the mineral deposits of FRG were deposited during the Variscan epoch and nearly all these deposits occur in the North of FRG [46]. South of the "Hunsrück-Südrand-Störung" (Hunsrück southern border fault; Fig. 3) the formation of Variscan mineral deposits was very different from that in the North of FRG. This deep fault, which is still seismically active, cuts the Moho causing a displacement of at least 2000 m. The history of this major structural element can be traced back to the Early Devonian [2]. During Variscan folding and metallogenesis it represented a major boundary between different metallogenic provinces.

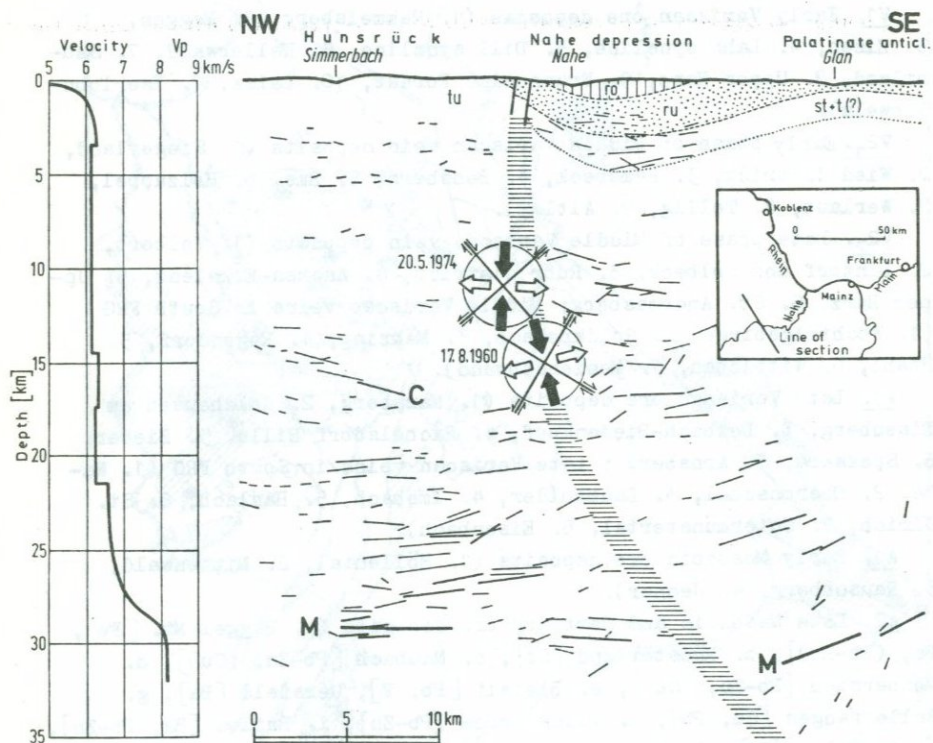


Fig. 3. Section through the earth's crust showing the deep fault at the Hunsrück southern border, 30 km west of the River Rhine [2]. The main reflectors, hypocentral mechanisms of recent earthquakes and the velocity- depth diagram are represented. M - Mohorovicic discontinuity, C - Conrad discontinuity, the probable position of the fault zone is hatched, ro - Upper Rotliegendes, ru - Lower Rotliegendes, st + t (?) - Carboniferous and Devonian (?), tu - Lower Devonian

Variscan deposits in the Northern part of FRG. (Rhenohercynian Zone and Variscan foredeep).

During the geosynclinal stage of the Variscan orogeny mainly massive sulfide and quartz-hematite deposits of volcano-sedimentary origin were formed. The main stage of Variscan mineralization resulted in the formation of siderite veins and, within two phases of deposition, of lead-zinc veins. During the late state of the Variscan metallogenic epoch, copper deposits were formed in the Northern part of FRG.

#### Volcano-Sedimentary Deposits in the Variscan Eugeosyncline

Between late Early Devonian times and the mid Early Carboniferous, several types of volcano-sedimentary ore deposits originated within the Variscan eugeosyncline.

In the Upper Harz Mountains the well-known Rammelsberg ore deposits near Goslar occur in black shales of early Middle Devonian age. A thin layer of ore, a fore-runner of the main ore horizons, is present in the Lower Devonian [19]. Many acid to intermediate, probably keratophytic tuff horizons occur in the rock sequence between the Lower Devonian and the upper part of the Middle Devonian. This explosive volcanism reached its climax, according to the number of tuff layers and to the thickness of individual layers, simultaneously with the formation of the main ore bodies. The two ore bodies together contain 27 Mt of ore with an average of 19% Zn, 9% Pb, 1% Cu, 160 ppm Ag, and 1.2 ppm Au, as well as 22% BaSO<sub>4</sub> besides of Sb, Cd, Co, Bi, Hg and other elements. The ore is massive and finely stratified. The distribution of the main elements varies from the bottom to the top of the ore bodies, resulting in different ore types (Fig. 4). The so-called "kniest", occurring in a wedge-shaped zone of silification in the foot-wall of the Old Orebody, is interpreted as the channel-way by which thermal brines ascended to the discharge area on the sea floor, and which was silicified during early diagenesis.

In the Rheinisches Schiefergebirge too, small stratiform sulfide and/or barite ore bodies were formed during the same period from Early to Middle Devonian [24].

The Meggen deposit, situated 80 km ENE of Köln, is the second of the two large sediment-hosted massive sulfide deposits in Central Europe. It is interbedded with late Middle Devonian black shales [24]. Four horizons of acid tuffs similar to those of the Rammelsberg area occur in the hanging wall of the main ore horizon of the deposit. This is situated near the center of the Upper Emsian keratophytic volcanics, which represent the first phase of geosynclinal magmatism in the eastern Rheinisches Schiefergebirge. The sulfide orebody contains 50 Mt of ore with 72% pyrite, 10% Zn, 1.3% Pb, 0.03% Cu, 3 ppm Ag, and 0.3 ppm Au. It is surrounded by a zone containing 10 Mt of barite ore with 96% BaSO<sub>4</sub>.

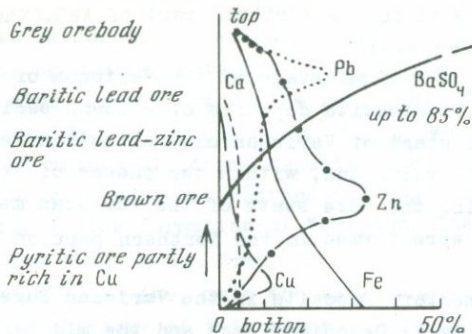


Fig. 4. Sequence of ore types with the average distribution of the main metals and some gangue materials in the Rammelsberg New Orebody [14]

Near Eisen, in the Saarland, 40 km north of Saarbrücken, a barite orebody which is situated in the imbricate zone of the Hunsrück southern border fault (Fig. 3) contains 0.25 Mt of ore with 80%  $BaSO_4$  and only traces of non-ferrous metals [27]. It is probably the same age as the Meggen deposit.

Strata-bound pyrite-lead-zinc ores in reef limestone of late Middle Devonian age were mined until 1922 near Schwelm and Iserlohn, south of the Ruhr district. The genesis of these deposits is uncertain, but some features support a primary syngenetic origin.

The formation of the red iron deposits of the Lahn-Dill type is genetically connected with the second magmatic phase of the Variscan eugeosyncline, the spilitic "Hauptgrünstein" (main greenstone) volcanism [30]. The volcanism is contemporaneous with the formation of the Meggen deposit, but does not occur in the Meggen area [29].

The iron ore bodies were formed on the top and on the slopes of volcanic rises during explosive submarine eruptions. The ore is stratiform and shows features suggesting rapid precipitation, transport, and resedimentation. It consists mainly of quartz and hematite, but locally magnetite, siderite, iron silicates or pyrite occur, reflecting the pH and Eh conditions. There are many small scale variations of the facies and quality of the ore. The ore deposits are small with a maximum of 10 Mt of ore containing 25% to 45% Fe. Quade [30] considers a differentiated and spilitized "basaltic" magma enriched in water as a source for the iron and silica. Iron ore deposits of this type also occur in other areas of the eastern Rheinisches Schiefergebirge besides the Lahn and Dill synclines, in particular in the Sauerland and the Kellerwald, as well as in the Harz Mountains and in the Franconian Forest (Frankenwald).

Less important iron mineralization of the Lahn-Dill type are connected with the third magmatic phase in the Lower Carboniferous, the

"Deckdiabas" (cover diabase) volcanism. In the northern Dill syncline, e.g. near Laissa [32], and in the Kellerwald, stratiform manganese ore deposits consisting of rhodochrosite and rhodonite occur; this is also related to the Lower Carboniferous volcanism.

Besides the volcano-sedimentary ore deposits described above, epigenetic hydrothermal nickel-copper sulfides [1] and mercury ore [8] are connected with Lower Carboniferous picrite and diabase dykes. These ores were once mined in the Dill and Lahn area.

#### Mid-Variscan Siderite and Lead-zinc Veins

The siderite veins in the Siegerland-Wied district and the lead-zinc veins in the surrounding districts of Ramsbeck Bensberg, Ems, and Holzappel with Werlau and the Hunsrück deposits were formed during the main stage of the Variscan orogeny [48 with extensive bibliography]. The lead-zinc veins correspond to Schneiderhöhn's Rheinisch type (1944, 1962): "mesoto epithermal Pb-Zn veins with quartz and siderite" and contain, as do the siderite veins, 0.5 to 1% chalcopyrite. The host rocks of all these veins are of Early to Middle Devonian age. In some places, veins belonging to this group are cut by diabase dykes probably of Early Carboniferous age and certainly not younger than early Dinantain III [16, 12].

The lead-zinc veins of the Velbert district, NE of Düsseldorf, occur in Upper Devonian to Visean host rocks; those of the neighbouring and paragenetically similar districts of Lintorf and Selbeck, north of Düsseldorf, as well as those in the Upper Harz in Carboniferous, and those of the Ruhr and the Aachen-Erkelenz districts only occur in Upper Carboniferous rocks. The St. Andreasberg district in the Middle Harz, where the ore veins occur in Lower Devonian host rocks is paragenetically comparable with the mineralization in the Upper Harz district [50]. With the exception of the Upper and Middle Harz districts which belong to the Rhenohercynian zone of the Variscan orogen, the above lead-zinc districts are situated in the folded part of the Variscan foredeep. They belong to the second stage of Variscan vein mineralization in the North of FRG and correspond to Schneiderhöhn's Upper Harz type (1944, 1962): "meso- to epithermal Pb-Zn veins with quartz and calcite". Tectonically, these veins show a close relationship with the final phase of the Variscan folding [28]. The Auguste Victoria vein at Marl-Hüls, Ruhr district, was together with its host rock found to be truncated and directly overlain by transgressive Cenomanian sediments. Thus, the mineralization must be older than Late Cretaceous.

The Zechstein is preserved in the neighbourhood and forms the basal member of the epi-Variscan platform cover, the mineralization is therefore probably also older than the Zechstein transgression [28]. In the Upper Harz district the only mineralization in the overlying Zechstein consists almost exclusively of barite. Here near the western border of

the Upper Harz Mts. the veins show a throw of only some ten meters, compared to throws of some hundreds of meters in the lead-zinc bearing veins in the Variscan basement [39]. It appears, therefore, that the lead-zinc mineralization here must be older than the Zechstein transgression.

Wedepohl et al. [49] measured the isotopic composition of lead from bedded (Rammelsberd, Meggen and Kupferschiefer) and vein (Ramsbeck and Bad Grund) ore deposits. They found no indication of radically different sources for the lead and concluded that all the lead apparently came from sedimentary source-material containing Precambrian detritus. Möller et al. [42] investigated rare-earth-element and stable-isotope distribution in calcites from vein deposits in the Western Harz Mts. and suggested that parts of the mineralization of these veins including the main metals derived from a non-magmatic source.

#### Late Variscan Copper Mineralization

During the third metallogenic stage in the Late Variscan time, chiefly copper mineralization occurred in the North of FRG. Deposits are only situated in the area of the Hessian depression and the easternmost part of the Rheinisches Schiefergebirge, i.e. the Marsberg deposit, some other copper stockworks in the vicinity, and the Kupferschiefer.

At Marsberg near the northeastern corner of the Rheinisches Schiefergebirge, a medium sized copper stockwork occurs in strongly tectonized and finely jointed chert of Lower Carboniferous age [49]. The mineralized fissure system is older than the Zechstein transgression and the mineralization is thought to have taken place during the Early Permian (Stadler, pers. comm.). Southwest of Marsberg, between Brilon and Korbach, in the Kellerwald, near Biedenkopf in the northern Dill syncline, and northwest of Wetzlar in the Lahn syncline there are other small deposits which belong to the same type [9]. The gold deposit of the Eisenberg near Korbach, the source of the placer gold in the Eder River, probably also forms a part of this group. However, it should be mentioned that the age of these deposits is still under discussion and that some authors prefer a Late Alpidic age.

The non-ferrous metal content of the Kupferschiefer which was mined in the Richelsdorf Hills until 1954 was raised during the Late Variscan magmatic activity [31] but its deposition took place during the transgression of the Zechstein sea. The Kupferschiefer itself forms the first really widespread post-Variscan sediment and thus belongs to the epi-Variscan platform cover.

The position of some antimonite mineralizations in the Lower Carboniferous near Arnsberg and Nuttlar in Western Sauerland, which were mined last century, is not clear. It is thought that they belong to the Variscan metallogenic epoch [6].

## Variscan Deposits in the Southern Part of FRG

Completely different conditions of ore deposition prevailed in the South of FRG, in the Saxothuringian and Moldanubian zones during the Variscan Era. Only two of the types of deposit developed in the Rhenohercynian zone, the Lahn-Dill type and the Kupferschiefer, are developed south of the Hunsrück southern border fault (Fig. 3) and its northeasterly prolongation. Small orebodies of Lahn-Dill type occur in the Franconian Forest and were mined up to 1922; the Kupferschiefer occurs near Bieber and at other places in the Spessart Hills and in the Thuringian Forest in the GDR.

The mineralization in the South of FRG is fairly similar to that described by Baumann [4] in which an initial stage of mineralization during the Late Carboniferous yielded ore veins with Sn-W (Fichtelgebirge), U (Mähring and Menzenschwand), Au-Sb (Goldkronach), Ag-Co-As-U (Wittichen), and quartz (Pfahl), as well as pegmatite stocks (Hagendorf) (Fig. 2). Only during the second, Late Variscan metallogenic stage of Early to Middle Permian age were some lead-zinc veins (Haslach, St. Ulrich and Untermünstertal in the Black Forest) and iron-manganese-barite (Eisenbach, SE Black Forest) formed. However, many of the lead-zinc bearing barite-fluorite veins, especially those in the Black Forest were once regarded as Variscan in age, although this age now seems improbable [26].

The Nahe-Palatinate subprovince is an independent metallogenic region of Permian age; here subvolcanic Cu (Nahe and Imsbach), Hg (Obermoschel) and barite (Baumholder) vein deposits were formed in Late Variscan time. This mineralization seems to be directly associated with the development of the deep fault at the southern margin of the Hunsrück. Subsidence of the southern Saar-Nahe block began early in Late Carboniferous times. The Permian magmatism was clearly caused by this strong and continuing subsidence [2]. The mineralization is a consequence of the increased heat flow connected with the extrusive and intrusive magmatic activity.

## The Early Mesozoic Metallogenic Epoch in the German Alps

Two types of volcano-sedimentary ore deposits are represented in the German part of the Alpine geosyncline: the Triassic lead-zinc deposits of the Bleiberg type and the Liassic manganese-bearing shales and marls. Lead-zinc-pyrite deposits are especially widespread in the Eastern Alps and in the Carpathians, some of which are much more important than those in the Southern part of FRG.

Stratiform lead-zinc deposits are widespread in the Northern Calcareous Alps. Facies differentiations have been found, predominant pyrite and Fe-dolomite occurring in the north near Füssen and Pb-Zn in the south near Mittenwald [35]. During the Alpine orogeny much lead and zinc migrated and was concentrated in fault systems from where it

was formerly mined e.g. at the Rauschberg Mountain, northwest of Berchtesgaden [34].

The Upper Liassic marls and shales of the Jenner Mountain, south of Berchtesgaden contain 20-30% Mn [16, 17].

#### The Late Mesozoic to Tertiary Metallogenic Epoch

The post-Variscan endogenic and epigenic mineralization in Western Central Europe [47] is associated with the Late Mesozoic to Tertiary rift tectonics and with the deep magmatism connected with it. The deposits, mostly veins, contain mainly barite, fluorite and quartz with more or less Fe, Mn, Cu, Co, Ni, and Bi minerals. Sulfides occur in many of the veins, but in rather limited amounts, the only large deposits being the lead-zinc impregnations with subordinate copper in the Lower Triassic of the North Eifel area near Mechernich and Maubach. Barite is present as a major mineral in all districts, sometimes in quantities of several million tons. In contrast to this, fluorite is practically absent in the Rheinisches Schiefergebirge and the Hessian Depression. It was once mined in small quantities in the Central Harz Mts. Fluorite only occurs as a main mineral in the South of FRG where it forms economically important concentrations in the Wölsendorf-Nabburg district, north of Regensburg, and in the Black Forest. Several of the more important mineral deposits are listed in the distribution map (Fig. 2).

The existence of the above-mentioned deep magmatism in the Lower Saxonian Block has been proved by geophysical methods. Here the tectonomagmatic development began with strong subsidence at the beginning of the Late Jurassic and continued with inversion very early in the Late Cretaceous [44], and the intrusion of the Bramsche, Vlotho and other batholiths during mid Late Cretaceous (Fig. 5). The tops of these plutonic masses lie at a depth of about 6000 m [41, 10, 11]. Similar events have probably taken place in other areas, e.g. in the Harz Mts.

Below the present Rhine Graben, a laccolitic body, the existence of which has been strongly suggested by seismic methods, was formed in an ancient zone of weakness by mantle upwelling in post-mid-Cretaceous times. The top of this mantle bulge lies at a depth of 25 km below the Kaiserstuhl [21]; (Fig. 6). Volcanic activity began in the Rhine Graben area at nearly the same time. This occurred about 50 Ma before the formation of the oldest graben sediments during the Eocene (Fig. 7). Similar mantle upwelling was described by Christie & Solatter [13] below the central part of the North Sea.

In eastern Bavaria, the beginning of the post-Variscan tectonomagmatic development is indicated by fault movements on the "Pfahl" fault system during the very Early Cretaceous. In the north-western continuation of this major fault system the same tectonic stresses caused troughs and/or trenches to develop in the Cenomanian sea in which the

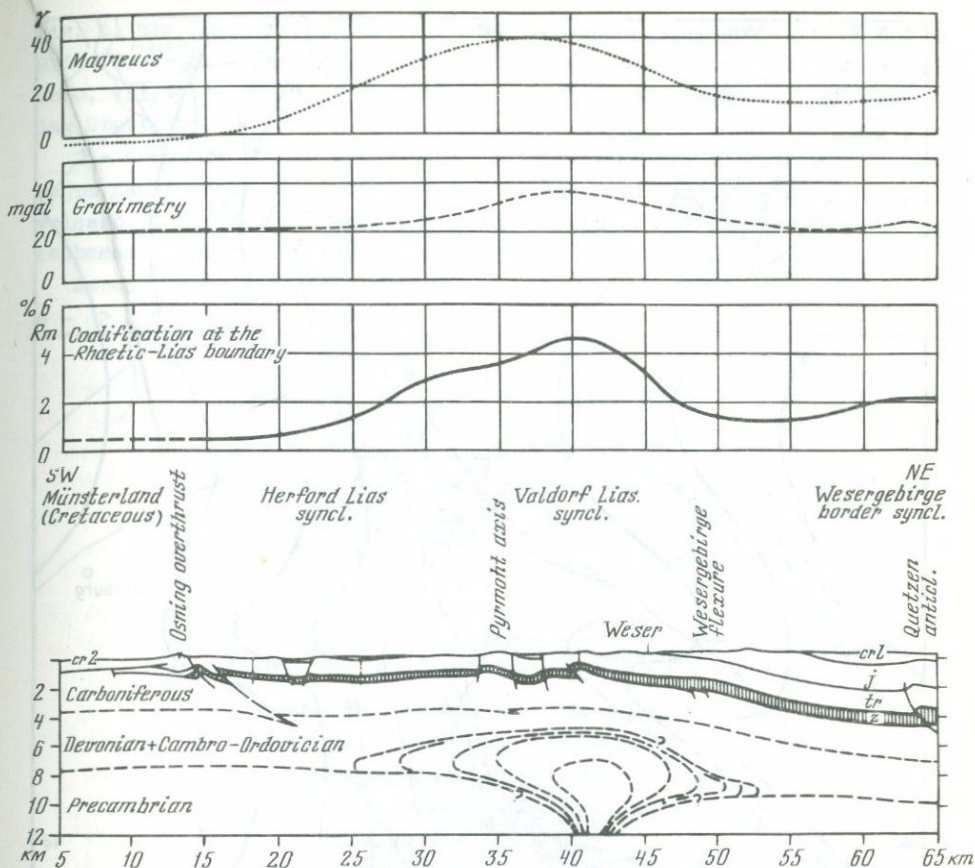


Fig. 5. Cross-section through the Vlotho Massif with the measured magnetic, gravimetry and coalification anomalies [22]. - Vlotho on the Weser is situated 70 km ESE of Bramsche

sedimentary iron ores of Amberg, Sulzbach-Rosenberg and Auerbach, east of Nürnberg, were deposited [19].

It has been postulated [46] that a close relationship exists between the tectonomagmatic development in Central Europe north of the Alps, the mineralization connected with it and the opening of the North Atlantic on the Eurameric continent, which began in the North Sea during the Late Triassic. The taphrogenic activity shifted from here southward and reached the Hague Basin during the Early Jurassic, the Lower Saxonian Basin during the Late Jurassic and the Rhine Graben area during the mid-Cretaceous (Table I). The mineralization is regarded as being a consequence of and genetically caused by this evolution.

Acknowledgements: Among the many colleagues to whom I like to thank for interesting discussions and critical remarks, I may especially

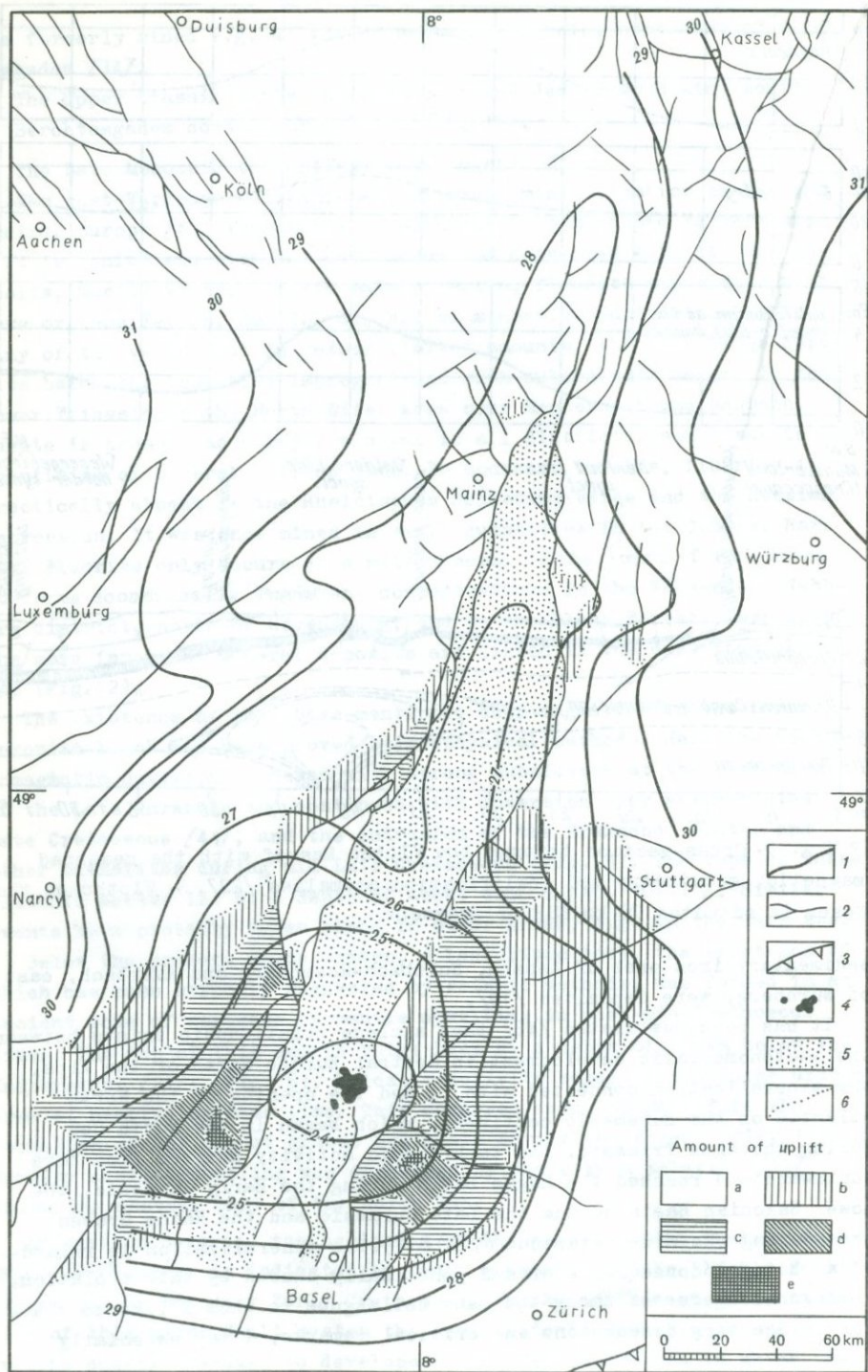


Fig. 6. The contours of the crust-mantle boundary in the area of the Rhine Graben rift system [21]. Reproduced from Geologische Rundschau, vol. 64, p. 683, Fig. 3, 1975, by courtesy of Ferdinand Enke Verlag Stuttgart

1 - contours of the crust-mantle boundary (depth in km); 2 - Major fault zone; 3 - border of the Alpine fold belt; 4 - miocene volcano of the Kaiserstuhl; 5 - inner trough of the Rhinegraben; 6 - isobases of post-Middle-Eocene uplift

Amount of uplift: a - < 1000; b - -1500; c - -2000; d - -2500; e - > 2500 m

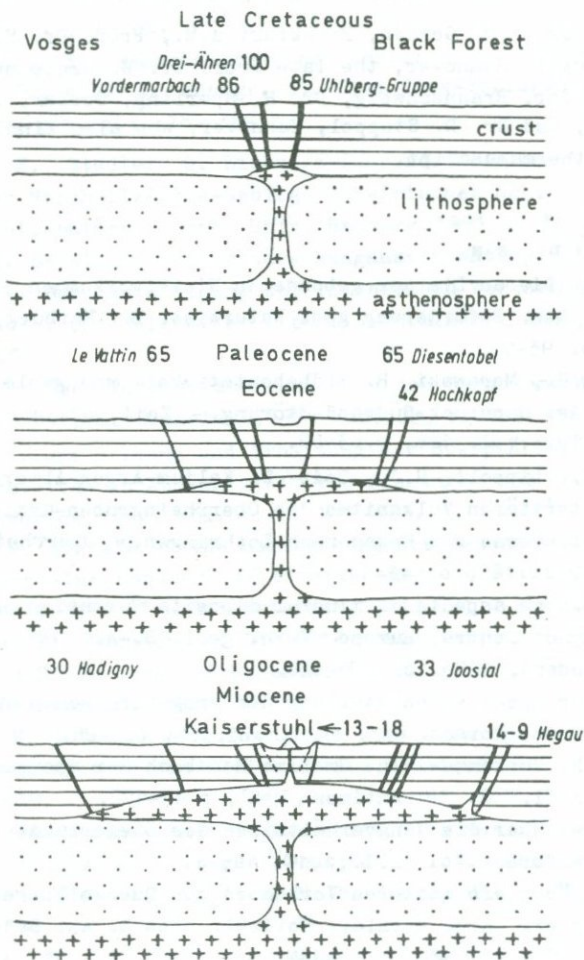


Fig. 7. The distribution in time of volcanic activity in the southern Rhine Graben area as a consequence of the formation of the mantle bulge beneath the lower crust underneath the Rhine graben structure [3]

Table 1: The shift of the evolution of rifting and formation of grabens from the North Sea to Central Europe (mainly after Illies 1978, Voigt 1962 and Ziegler 1978)

	Beginning	Main phase	End/Inversion
Central Graben	tr3	tr/j-j3	c1/2 / in the S: c2
Hague Basin	tr/j	j1-c2	(j3-c2) / End c2
Lower Saxonian Basin	j2/3	j3-c1	c1/2 / c2
Rhine Graben	c2	t2-t3	t4/5 / -

mention Prof. Dr. K.v. Gehlen, Frankfurt a.M., Prof. Dr. H. Gundlach and Dr. F. Kockel, Hannover, the late Prof. Dr. W. Krebs and Dipl. Min. R. Schaeffer, Braunschweig, Dr. H. Sperling, Goslar, Dr. G. Staudler, Krefeld, and Dr. D. Stoppel, Hannover, who also kindly read and commented on the manuscript.

#### R e f e r e n c e s

1. Ahlfeld F. Die an Diabase gebundenen Nickelvorkommen in Nassau. Sitz. Ber. Ges. Beförderung ges. Naturwiss. B.: Marburg, 1933, vol. 68, p. 93-122.
2. Ahorner L.H., Murawski H. Erdbeben-tätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrück-Südrand-Störung. - Zeit. dt. geol. Ges. Hannover, 1975, vol. 126, p. 63-82.
3. Baranyi I., Lippolt H.J., Todt W. Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrhein-graben-Gebietes. II. Die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. - Oberrhein. geol. Abh., 1976, vol. 25, p. 41-62.
4. Baumann L. Some aspects of mineral deposits formation and the metallogeny of Central Europe. - Verh. geol. B.-A., 1978, (Proc. 3 ISMIDA, Leoben), 1979, p. 205-220.
5. Baumann. Zur genetischen Stellung der erzgebirgischen Mineralparagenesen. - Freib. Forsch. -H., 1981, vol. 364, p. 9-25.
6. Borchert H. Vorkommen. - In: Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie, 8 Aufl. Vol. 18. Antimon, 1942, p. 49-172.
7. Bornhardt W. Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes. 1. Arch. Lagerstättenforsch. Vol. 2. B., 1910. 415 S.
8. Botke H. Über ein weiteres Vorkommen von Quecksilbererzen im Raum Königsberg, Krs. Wetzlar. Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., Wiesbaden, 1964, vol. 92, p. 250-254.
9. Bruhns W. Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. B., 1906, p. 859.
10. Büchner M., Seraphim E.T. Mineralbildungen im saxonischen Bruch-

- faltengebirge des Unteren Weserberglandes.-Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, 1977, vol. 23, p. 9-89.
11. Buntebarth' G., Teichmüller, R. Zur Ermittlung der Paläotemperaturen im Dach des Bramscher Intrusivs aufgrund von Inkohlungsdaten. Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 1979, vol. 27, p. 171-182.
  12. Buschendorf F., Walther H.W. Zur Altersbeziehung von Blei-Zink-vererzung und Diabasaufstieg im östlichen Lahn-Hunsrück-Bezirk (Südl. Rheinisches Schiefergebirge). - Jb. Miner., Abh., 1957, vol. 91, p. 455-484.
  13. Christie P.A.F., Sclater J.G. An extensional origin for the Buchan and Witchground Graben in the North Sea. - Nature, 1980, vol. 283, p. 729-732.
  14. Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar/ Kraume E., Dahlgrün F., Ramdohr P., Wilke A. - Monogr. dt. Blei-Zink-Erzlagerst., 4 Beih. geol. Jb., 1955, vol. 18. 394 p.
  15. Grabert H., Stadler G. Eisenerz-führende Konglomerate im Unterdevon der Nordhelle/Ebbe-Gebirge (Rheinisches Schiefergebirge).- Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, 1981, vol. 50, p. 123-134.
  16. Gruss H. Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen.-N.Jb. Miner., Abh., 1958, vol. 92, p. 47-107.
  17. Gudden H. Über Manganerzvorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen.-Erzmetall, 1969, vol. 22, p. 482-488.
  18. Gudden H. Die Bildung und Erhaltung der Oberpfälzer Kreide-Eisenerzlagerstätten in Abhängigkeit von Biegungs- und Bruchtektonik.- Geol. Bavarica, 1972, vol. 65, p. 107-125.
  19. Hannak W. Genesis of the Rammelsberg ore deposits near Goslar, Upper Harz.-In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits/Ed. by Wolf K.H./ Amsterdam, 1981, vol. 9, p. 551-642.
  20. Hegemann F., Maucher A. Die Bildungsgeschichte der Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais.-Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt, 1933, B. 11, p. 36.
  21. Illies H. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system.-Geol. Rdsch., 1975, vol. 64, p. 677-699.
  22. Inkohlungsuntersuchungen im Mesozoikum des Massives von Vlotho (Niedersächsisches Tektogen)/Deutloff O., Teichmüller M., Teichmüller R., Wolf M.-N.Jb. Geol., Mh., 1980, vol. 115, p. 321-341.
  23. Krebs W. The geology of the Meggen ore deposit.-In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits /Ed. by K.H. Wolf, Amsterdam, 1981, vol. 9, p. 509-549.
  24. Maucher A. Über die Kieslagerstätte des Grube "Bayerland" bei

- Waldsassen in der Oberpfalz.-Z. angew. Mineral., 1939, vol.2, p. 219-275.
25. Müller, G., Stoppel, D. Zur Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Schwerspatgrube "Korb" bei Eisen (N-Saarland).-Z. dt. geol. Ges., 1981, vol.132, p. 325-352.
  26. Neue Ergebnisse zur Genese der Vererzung im südlichen Schwarzwald /Eds. by Gehlen K.V., Zeino H., Murad E., Samman A.- Z. dt. geol. Ges., 1970, vol.121, p. 75-78.
  27. Pfeufer J. Das Schwefelervorkommen am Silberberg bei Bodenmais (Bayerischer Wald).-Erzmetall, 1976, vol.29, p. 340-355.
  28. Pilger A. Übersicht über die Gangvererzung des Ruhrgebietes. In: Monogr. dt. Blei-Zink-Erzlagerst. 1, Lfg. 3: Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung. - Beih. geol. Jb., 1961, vol.40, p. 297-350.
  29. Pilger A. Beziehungen des Meggener Lagers zum initialen Magmatismus.-Schriften GDMB, 1972, vol. 24, p. 149-160..
  30. Quade H. Genetic problems and environmental features of volcano-sedimentary iron-ore deposits of the Lahn-Dill type. - In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits /Eds. by Wolf K.H. Amsterdam, 1976, vol.7, p.255-294.
  31. Rentzsch J. Mineralogical-geochemical prospection methods in the Central-European copper belt.- Erzmetall, 1981, vol.34, p.492-495.
  32. Schaeffer R. Vulkanogen-sedimentäre Manganerzlager im Unterkarbon bei Laisa (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge).-Geol. Jb. Hessen, 1980, vol.108, p. 151-170.
  33. Schmid H., Weinelt W. Lagerstätten in Bayern.-Geol. Bavarica, 1978, vol. 77, p. 160.
  34. Schneider H. J. Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayerischen Kalkalpen östlich der Loisach. Diss. München, 1953. 131 p.
  35. Schneider H.J., Waldvogel F. Sedimentäre Eisenerze und Faziesdifferenzierung im oberen Wettersteinkalk.-In: Erl. geol. Karte Bayern 1:25 000, Bl. 8430, Füssen, München, 1964, p. 101-123.
  36. Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten. Jena, 1944, p. 290.
  37. Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten. 4. Aufl. Jena, 1962, p. 371.
  38. Schröcke H. Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte der St. Johanneszeche bei Lam im Bayerischen Wald. - Geol. Bavarica, 1956, vol.25, p.129-166.
  39. Sperling H., Lange J., Scotti H.-H. von. Die Erzgänge des Erzbergwerks Grund.-In: Monogr. dt. Blei-Zink-Erzlagerst. Vol. 3. Die Blei-Zink-Erzgänge des Oberharzes. Hannover, 1973, D2, S 205.
  40. Sposs W. Gefügeanalyse und tektonische Geschichte der Grube "Bayerland" im Oberpfälzer Wald. - N.Jb. Miner., Abh., 1954, B18, p. 393-436.

41. Stadler G., Teichmüller R. Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 1971, B18, p. 547-564.
42. The origin of the ore-bearing solutions in the Pb-Zn veins of the Western Harz, Germany, as deduced from rare-earth element and isotope distributions in calcites / Eds. by Möller P., Morteani G., Hoefs J., Parkh P. - Chem. Geol., 1979, vol. 26, p. 197-215.
43. Urban H., Vaché R. Die Kupfererzlagerstätten von Kupferberg Wirsberg (Oberfranken) im Lichte neuer Aufschlüsse.-Geol. Bavarica, 1972, B 65, p. 74-106.
44. Voigt E. Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. - Z. dt. geol. Ges., 1962, B 114, p. 378-418.
45. Walther H.W. Copper deposits in Western Central Europe, a review. -In: European copper deposits/Ed. by Jankovic S., Sillitoe R.H. Hrsg., Belgrad, 1980, p. 222-228; p. 116-118.
46. Walther H.W. Quantitative regionale Metallogenese als Beitrag zur Frage: Wo sind die Metalle der Zukunft? - Erzmetall, 1981 a, B34, p. 432-438.
47. Walther H.W. The Alpidic metallogenic epoch in Central Europe north of the Alps. 4. ISMIDA, Abstr.: 55.-Soc. Geol. appl. Mineral Deposits, spec. Publ., 1981 b, vol. 3.
48. Walther H.W. Die varistische Lagerstättenbildung im westlichen Mitteleuropa.-Z. dt. geol. Ges., 1982, vol. 133, p. 676-698.
49. Wedepohl K.H., Delevaux M.H., Doe B.R. The potential source of lead in the Permian Kupferschiefer bed of Europe and some selected Paleozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany.- Contrib. Mineral. Petrol., 1978, vol. 65, p. 273-281.
50. Wilke A. Die Erzgänge von St. Andreasberg im Rahmen des Mittelharz-Ganggebietes.-In: Monogr. dt. Blei-Zink-Erzlagerst. B 2. Beih. geol. Jb. B 7, 1952. 228 p.

## POSSIBLE ROLE OF THE UPPER MANTLE STRUCTURE UPON DISTRIBUTION OF MAJOR ORE DEPOSITS AND ORE CLUSTERS

J. Kutina

Laboratory of Global Tectonics and Metallogeny, Department of Chemistry, The American University, Washington, USA

Seismic data, particularly the contours of apparent  $P_n$  velocities give support to the existence of a major east-west trending structural boundary extending along the latitude of Mendocino (approx. 40°N) in the upper mantle of the western United States. Clusters of major ore deposits are located at or near intersections of surface projection of the suspected upper mantle lineament and deep-seated fracture zones of other trends.

Vertical profile across the upper mantle of the western United States, compiled by Archambeau et al., shows remarkable vertical changes in the upper boundary of the low velocity zone (LVZ). The ore cluster of northern Utah, containing the mining districts of Bingham, Tintic, Park City and others, correlates with a 40-km vertical step on the upper boundary of the LVZ in the upper mantle.

Although a three-dimensional picture of the upper mantle is needed, the preliminary examination suggests that the upper mantle of the western United States has a block structure with some parts affected more by partial melting than others. The author assumes that this block structure results from mutual intersection of zones of tectonic weakness and that corners of these blocks preferentially guide heat, as well as the ascent of magmas, fluids, and, consequently, control some of the metallogenic processes in the crust. The regular patterns in the distribution of some major ore deposits and ore clusters as described by Kutina, as well as the patterns of deep-seated control of some "ore knots" as described by Favorskaya, Tomson et al., Volchanskaya and others, may reflect such a block structure of the upper mantle. However, the metals of the respective ore deposits need not be always derived from the mantle.

Among the examples from different parts of the world, in which a control by an upper mantle structure can be assumed, the author gives some of the north-south trending, long-extending structures and lineaments of the "eastern hemisphere":

1. The north-south trending structural boundary that extends near the western edge of the Siberian Platform (the Near-Yenisei zone of Musatov), close to which are located major concentrations of copper and nickel with platinum-metals at Norilsk and Talnakh.

2. The Ninetyeast Ridge in the Indian Ocean floor, correlating with the longitude of the above structural boundary in Siberia (a correlation noted by Kutina, recently supported by data published by Pustil'ni-

kov et al., describing similarities between the N-S structures of the Indian Ocean floor and those in the Asiatic continent and presenting criteria which suggest landward extension of the oceanic structures).

3. The north-south trending zone of reactivation (a "diwa region") of Chen Guoda separating structurally different parts of western and eastern China with different thickness of the crust, and extending, with some deviation, through practically the entire territory of China.

4. The N-S trending ore-controlling structures of central and eastern Mongolia described by Volchanskaya et al. and Volchanskaya, which extend down to the Mohorovicic discontinuity. One of these N-S zones, the Mandal-Gobi zone, correlates with the longitude of the above-mentioned Chen Guoda's zone of reactivation.

УДК 553.3.0782

#### СИСТЕМЫ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР, ИХ ТИПЫ И ХАРАКТЕР РУДОНОСНОСТИ

И.Н.Томсон, Н.Т.Кочнев, В.С.Кравцов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г. Москва, СССР

Дешифрирование космических снимков поверхности Земли и планет привлекло в последние годы внимание широких кругов геологов к концентрическим структурам различных рангов.

Авторы начали изучать концентрические структуры еще до появления космических снимков, опираясь на морфоструктурный метод, составление палеотектонических схем, геофизические материалы.

В дальнейшем комплексная методика изучения концентрических структур была усовершенствована и включила материалы дешифрирования космических снимков. Проведенное изучение концентрических и линейных структур Забайкалья, Северо-Востока СССР, Приморья, Средней Азии и некоторых зарубежных территорий позволило установить, что многие концентрические структуры представляют собой наложенные орогенные поднятия или впадины, являющиеся типоморфными структурами континентальной стадии развития земной коры.

Первым и наиболее простым шагом к выявлению невыраженных отчетливо на геологических картах орогенных структур является изучение структурных форм рельефа.

Весьма эффективно совместное применение космических снимков и топографических карт, благодаря которым удается реконструировать современный структурный план. Поэтому выявленные с помощью этих методов структурные элементы далее сопоставлялись с палеотектоническими схемами, составленными для эпох тектоно-магматической активизации и массового

развития оруденения. В большинстве случаев мы убеждались в высокой степени унаследованности современных структур.

В процессе этих исследований были установлены концентрические структуры различных масштабов, типов и происхождения. Среди наиболее крупных концентрических структур преобладают сводовые поднятия, возникавшие, вероятно, за счет разуплотнения глубинного вещества и "мантийного диапиризма". Среди локальных концентрических структур широко распространены очаговые купольные поднятия и кальдеры, образованные в результате динамического воздействия магм на вмещающую среду.

В рамках этих наложенных структур развивались эндогенные процессы в периоды активизации. С ними закономерно связаны различные фации интрузивных пород и вулканитов.

Установлена важная рудоконтролирующая роль концентрических структур, однако она проявляется в очень различной форме, да и масштабы связанного с ними оруденения также изменяются в широких пределах.

Самые общие закономерности контроля оруденения концентрическими структурами заключаются в том, что концентрические структуры различных масштабов оказываются "специализированными" на разные группы рудных формаций. Как выяснено на примере Хэнтэй-Дэурского, Восточно-Забайкальского, Ферганского мегасводов, с ними связаны в основном дугообразные пояса эпитермальной минерализации. Размеры мегасводов составляют в поперечнике от 350 км и более.

С локальными сводами размером в поперечнике от 70 км и более обычно связаны рудные зоны очень разнообразного состава часто с гидротермальной полиметаллической, оловорудной, а также медной, вольфрамовой и др. минерализацией.

Очаговые структуры, размеры которых обычно не превышают в поперечнике 50 км, могут играть роль "концентраторов" оруденения различного состава в соответствии с тем, в какой металлогенической зоне они расположены.

Широко известно также, что концентрические структуры различного масштаба совмещаются в пространстве или оказываются сгруппированными в линейные и другие системы. Темой сообщения является общая характеристика типов таких систем и выяснение условий локализации оруденения в их пределах.

Наиболее простым типом систем концентрических структур являются их линейные пояса, контролирующиеся зонами разломов.

Примером подобной системы может служить линейная цепь изометричных сводов Восточного Сихотэ-Алиня. Последние были обнаружены благодаря применению морфоструктурных методов и дешифрированию космических снимков. Эти своды приурочены к наложенному на складчатую область Восточно-Сихотэ-Алиньскому вулканическому поясу, вытянутому вдоль побережья Японского моря.

Сводовые поднятия Сихотэ-Алиня определяют дуговые и концентрические

группировки гранитоидных тел, контролируют дайковые пояса, апофизы пояса вулканитов. На фоне общей поясовой металлогенической зональности, охарактеризованной Е.А.Радкевич и другими исследователями, сводовые поднятия определяют металлогеническую зональность второго порядка. Последняя проявляется в том, что в пределах широкой Водораздельной олово-полиметаллической зоны, имеющей общее северо-восточное простирание, сводовые поднятия определяют концентрическое расположение металлогенических зон второго порядка с различными минеральными типами месторождений. Внутренние части сводов южного Сихотэ-Алиня специализированы на оруденение касситерито-силикатно-сульфидной формации, а периферические — на полиметаллическое и ртутное оруденение. При этом блоки рудных районов, в пределах которых группируются промышленные месторождения, располагаются вдоль зон разломов северо-восточного простирания, в местах, где они пересекают ядра сводов.

Особый тип систем образуют разнопорядковые концентрические структуры, тесно взаимосвязанные в своем расположении. По своей конфигурации эти системы напоминают планету со спутниками, поэтому мы называем их условно "сателлитными". Они образуются благодаря распределению кольцевых структур подчиненного ранга вдоль концентрических дислокаций более крупных структур. Эти соотношения можно иллюстрировать примером орогенных структур Среднего Тянь-Шаня. Нами был изучен Кураминский орогенный свод, который осложнен системой кальдер и вулкано-купольных структур.

Кураминский свод представляет собой позднепалеозойское орогенное поднятие, исключительно насыщенное магматическими комплексами этого возраста. Форма сводового поднятия овальная. Он вытянут в северо-восточном направлении.

В пределах Кураминского свода прослеживается система дайковых поясов, которые оконтуривают полукольцом его внутреннюю часть. Приуроченность дайковых концентраций к границе двух зон свода свидетельствует о раздвиговой ее природе.

Системе дайковых поясов сопутствует также концентрический пояс кальдер и вулкано-купольных сооружений, которые были намечены ранее в регионе исследованиями Н.П.Лаврова, В.А.Арепова и др. К конкретным кальдерам этого пояса приурочены рудные районы.

В системах концентрических структур сателлитового типа рудоносными в основном являются те структуры подчиненного масштаба, которые группируются в концентрическом поясе по периферии внутренней части более крупного кольцевого сооружения.

В качестве особого типа систем концентрических структур можно выделить их дугообразные пояса, в пределах которых более крупные структуры как бы соединены в единые цепи локальными концентрическими структурами. Таким образом, в таких системах чередуются разнопорядковые структуры. Особенностью этих систем является то, что история развития, маг-

матизм и характер оруденения крупных концентрических структур отличаются от таковых в локальных структурах.

Примером подобной системы концентрических структур может служить орогенный пояс Срединного и Северного Тянь-Шаня. Этот орогенный пояс в Северном Тянь-Шане возник еще в каледонское время и был активизирован в герцинское время одновременно с возникновением и развитием орогенных тектонических движений в Срединном Тянь-Шане. Это в основном цепь сводов, размеры которых по длинной оси составляют 200-250 км. В этот пояс сводов входят Западно-Тяньшаньский, Молдотау-Киргизский, Терскай-Кунгейский и Кетменский своды. Каждый из них имеет овальные очертания и осложнен по длинной оси асимметричными грабенообразными впадинами. Между крупными овальными сводами расположены как бы соединяющие их концентрические структуры с размером в диаметре около 100 км. Эти структуры в рельефе выражены как умеренные поднятия округлой формы и отличаются очень сложной и глубокой расчлененностью. В свою очередь, они осложнены многочисленными блоковыми дислокациями и кольцевыми сооружениями небольших размеров.

Большинство структур орогенного пояса Срединного и Северного Тянь-Шаня имеет специфическое геологическое выражение. Так, для крупных сводов характерно наличие дугообразных периферических, а также центральных впадин, выполненных континентальными отложениями позднего палеозоя.

С крупными сводами связаны редкометалльные, магнетитовые, медные рудопроявления.

Яркой чертой металлогении локальных сводов является высокая концентрация рудопроявлений и особенно полиметаллического и медного состава.

Рассмотренные выше системы концентрических структур трех типов - линейные, "сателлитные", "гирляндные" - отличаются заметной спецификой геологического строения в орогенный период развития. По существу они соответствуют структурным типам орогенов, а сами сводовые и другие концентрические структуры являются типоморфными формами активизации континентальной коры.

THE INFLUENCE OF THE TECTONIC FRAMEWORK OF SOUTH AFRICA ON THE  
FORMATION OF HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS

W.J. van Biljon

Rand Africans University, Johannesburg, South Africa

The tectonic framework of South Africa is characterized by a large number of faults. Some of these faults, or groups of faults, represent fundamental weak zones which have been active at various stages in the geological history of the country. They have influenced, and often controlled, the formation of sedimentary basins and the intrusion of igneous bodies. They have also had an influence on the movement of fluids and thus on the formation of hydrothermal ore deposits. In some instances, where fractures existed within sedimentary basins, circulation of fluids took place along these fractures while sediments were deposited above them, giving rise to stratabound deposits. In such cases the connection between the economic deposits and the fundamental fractures is not always clear. Similarly fundamental fractures cutting through igneous bodies could have yielded fluids and gasses which may have influenced the crystallization of the magma and the concentration of economic elements within such a body. Examples of economic deposits in South Africa where this mechanism is believed to have been in operation will be cited.

METALLOGENIC ANALYSIS OF PRECAMBRIAN LLANO UPLIFT REGION, TEXAS,  
U S A

V.W. Göbel

Department of Geology, Stephen F. Austin State University, Nacogdoches, Texas, U S A

Igneous and metamorphic Precambrian basement rocks are exposed in the domal Llano Uplift region of Central Texas. Peak of medium-grade regional dynamothermal metamorphism was reached during the Llano orogeny about 1.178 billion years ago to be followed by extensive, mesozonal, diapiric granite intrusion activity phasing out at about 1.048 billion years.

Locally mineralized metamorphites are grouped into Valley Spring Gneiss and Packsaddle Schist units of which the original materials accumulated between about 1.30 and 1.20 billion years in a mobile belt, possibly volcanic island arc-type setting. Exposed sequences of dominant quartz-feldspar gneisses, augengneiss and migmatite, and graphite and hornblende schists reach an estimated total thickness of about 12

km and are associated with probably synkinematic granodiorite and granite gneisses, serpentinite and numerous dike rocks.

Work results of a regional metallogenic analysis led to the conclusion that most ore mineralizations are strata-bound and compositionally pre-metamorphic in nature including, i.e., magnetite, galena-sphalerite-fluorite, graphite and chromite occurrences. Field investigations, fabric features, ore microscopic observations and fluid inclusion data support the thesis that they are genetically not related to the postkinematic granitic and granite-pegmatitic activities but are connected with the pre-metamorphic, sedimentary-diagenetic and magmatic, petrogenetic processes characterizing the Llano mobile belt which does probably not correlate with the Grenville mobile belt of Eastern North America.

УДК 553.3.078+553.44

#### МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА В РОДОПСКОМ СРЕДИННОМ МАССИВЕ

В.Р.Милев

Министерство металлургии и минеральных ресурсов, направление "Цветная металлургия", г. София, НРБ

Свинец и цинк определяют металлогенический облик Родопского массива и имеют большое промышленное значение. Благодаря ускоренной разведке и вводу в эксплуатацию родопских свинцово-цинковых месторождений Болгария заняла одно из передовых мест в мире по производству свинца и цинка. В перспективе сохраняется ведущая роль этих месторождений.

Первые труды по общей металлогении Болгарии принадлежат С. Димитрову (1959 г.) и Й. Йовчеву [12]. С известной условностью к ним можно отнести статью И.Костова по оруденению Балканского полуострова (1943 г.) и нашу дипломную работу "Металлогения Болгарии", выполненную под руководством Ю.А.Билибина (1951 г.).

Региональные и общие металлогенические исследования выполнены различными авторами: Р.Димитровым и др. (1963 г.), И. Костовым [13], Д.Димитровым [9], Г.А.Твалчредидзе [18], В.Милевым [14,15], Б.Богдановым [15,3], Д.Бахневой [2], П.Драговым и др. [10], и др.

Металлогения свинца и цинка в настоящей статье рассматривается в свете представлений советской металлогенической школы (Ю.А.Билибин [4], В.И.Смирнов [16], Г.А.Твалчредидзе [18], А.Д.Щеглов [19], Д.В.Рундквист (1978 г.) и др.). Основные термины и понятия используются в понимании Б.Т.Шаталова (1963 г.).

В основу анализа положены геологические формации, тектоника, магматизм, геосторическое развитие, все промышленные свинцово-цинковые месторождения (75).

## Металлогенические эпохи и металлогеническое районирование

Свинцово-цинковые месторождения в Родопском массиве в соответствии с новейшими исследованиями [14,3] формировались в течение двух металлогенических эпох - древнеальпийской и позднеальпийской.

Древнеальпийская металлогеническая эпоха проявилась на восточной окраине Родопского массива на границе со Среднегорской структурно-металлогенической зоной в Сакарском рудном районе. Во время этой эпохи возникли свинцово-цинковые месторождения Устремского рудного поля в связи с внедрением Чукарово-Гранитовской ларамийской интрузии.

В Сакарском рудном районе выражена четкая латеральная зональность. Непосредственно к гранитоидной интрузии тяготеют скарново-гидротермальные медные рудопоявления, южнее следуют свинцово-цинковые месторождения и самая южная зона занята гидротермальными баритовыми месторождениями [15].

Свинцово-цинковые месторождения приурочены к крутопадающим разломам, которые вытянуты параллельно гранитоидной интрузии, маркирующей Марицкий глубинный разлом (рис. 1).

Ларамийские гранитоиды рассматриваются нами как наиболее вероятный источник свинца. В них установлены повышенные содержания свинца, превышающие в 7 раз кларковые (100 г/т). Аналогичные содержания (до 86 г/т) отмечаются для гранитоидов полиметаллических месторождений Рудного Алтая [16].

Позднеальпийская металлогеническая эпоха пользуется повсеместным развитием. Во время этой эпохи образовались главные свинцово-цинковые месторождения.

В пространственном расположении позднеальпийских свинцово-цинковых месторождений намечается общая закономерность, которая выражается в следующем: они группируются естественно в рудных полях, размещенных, как правило, на крыльях крупных антиклиналей докембрийских метаморфитов в площадях, где устанавливается благоприятное сочетание глубинных и региональных разломов с проявлениями кислых дериватов субвулканической и гипабиссальной фаций интрузивно-эффузивного комплекса приабно-олигоценного возраста.

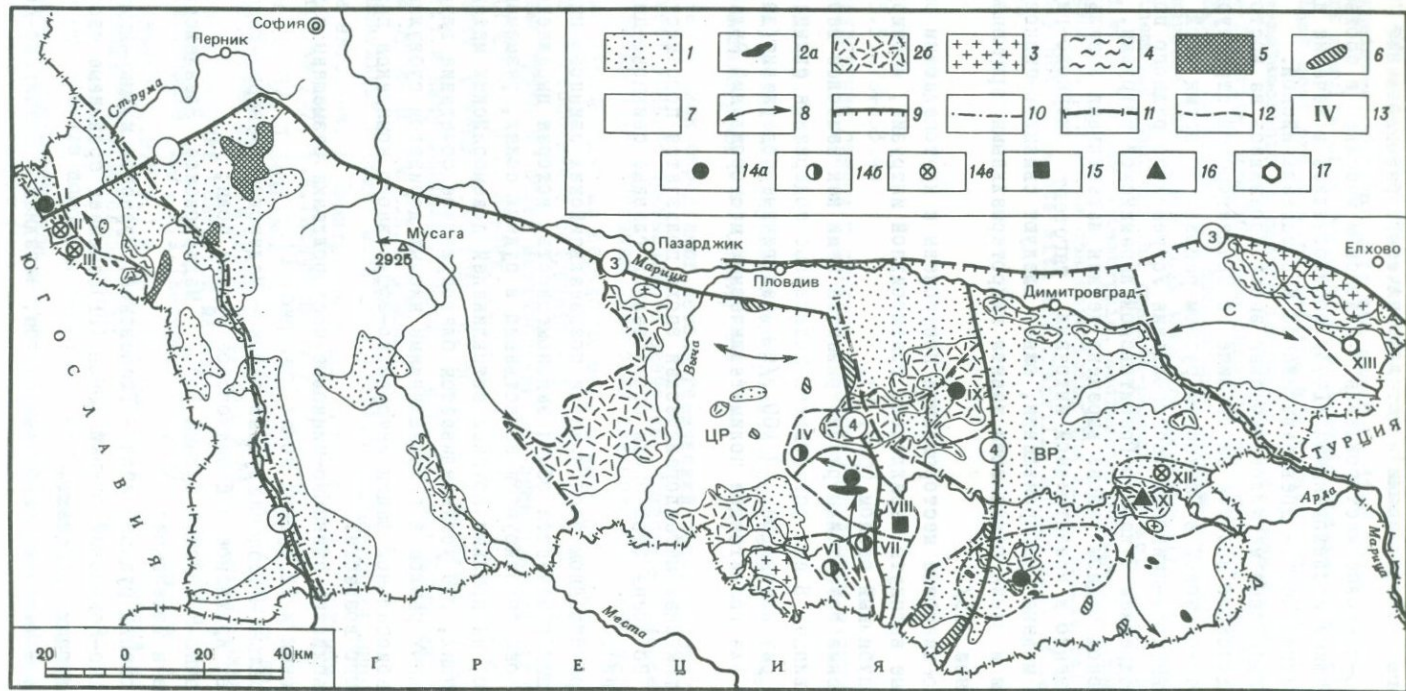
Позднеальпийские свинцово-цинковые месторождения размещены в трех рудных районах и 12 рудных полях (см. рис. 1).

I. Централно-Родопский рудный район - Маданское, Северно-Родопское, Неделинское, Ардинское и Дэвидковское рудные поля;

II. Восточно-Родопский рудный район - Маджаровское, Звездецкое, Спахиевское и Лозенское;

III. Осоговский рудный район - Гвешевское, Руенское и Южно-Осоговское. Централно-Родопский рудный район (ЦР) занимает срединные части массива в следующих границах:

северная - Марицкий глубинный разлом; западная - Брацигово-Доспат-



ское понижение; восточная - Восточно-Родопская палеогеновая впадина, - и к югу продолжается на территории Греции.

В стратиграфическом отношении район представляет собой наиболее глубоко эродированную часть Родопского массива. Здесь полностью представлен разрез метаморфического комплекса - нижняя и верхняя серии кристаллических сланцев - и вскрыты древнейшие породы в нашей стране - свита массивных мраморов Емроречья.

Ларамийский интрузивный комплекс в районе представлен гранитами следующих интрузий: Смилянская, Зорнишкая и Юговская.

Верхний, или третичный, структурный этаж представлен неполно. Наиболее широко развиты приабонские конгломераты, конгломератобрекчии и приабонские флишеподобные отложения. От вулканитов на территории района обнажаются риолитовые дайки в Маданском рудном поле, субвулканические интрузивные тела и дайки риолитов в Давидковском рудном поле и риолитовые эффузии в западной части.

В структуре метаморфического комплекса различаются две крупные антиклинали - Маданско-Давидковская и Северно-Родопская.

Большое промышленное значение в районе и в целом по стране имеют Маданское и Северно-Родопское рудные поля. Из рудников, разрабатывающих

---

Р и с. I. Металлогеническое районирование Родопского массива на территории Болгарии по свинцу и цинку

I - кватернер, плиоцен, палеоген - осадочные и осадочно-пирокластические отложения; 2 - интрузивно-эффузивный комплекс, приабон-олигоценный; а - субвулканические риолиты и дациты, гипабиссальные гранитопорфиры, гранодиоритовые порфириты, малые интрузии монзонитов, сиенитов и др., б - риолиты, трахиандезиты и трахиты эффузивные; 3 - граниты, гранитоиды и сиениты ларамийского комплекса; 4 - метаморфизованные и осадочные породы мезозоя и палеозоя; 5 - герцинский комплекс известково-щелочных интрузий среднего состава; 6 - серпентинизированные ультраосновные породы; 7 - метаморфиты докембрия (?); 8 - оси антиклиналей в метаморфитах; 9 - глубинные разломы (цифры в кружках: I - Костендилский, 2 - Струмский, 3 - Марицкий, 4 - Центрально-Родопский; IO - рудовмещающие разломы; II - границы рудных районов (O - Осоговский, ЦР - Центрально-Родопский, ВР - Восточно-Родопский С - Сакарский); I2 - границы рудных полей; I3 - номера рудных полей (I - Гвешевское, II - Руенское, III - Южно-Осоговское, IV - Северно-Родопское, V - Давидковское, VI - Маданское, VII - Неделинское, VIII - Неделинское, VIII - Арданское, IX - Маджаровское, X - Лозенское, XII - Устремское). I4-I7 - рудные формации: полиметаллическая: I4а - рудные жилы, I4б - рудные жилы и метасоматические залежи, I4в - штокверковые зоны, I5 - полиметаллическо-пиритовая (трубообразные и пластообразные залежи), I6 - кварц-золотополиметаллическая (рудные жилы); I7 - полиметаллическая с баритом и флюоритом (рудные жилы)

месторождения этих полей, добывается около 67% свинцово-цинковых руд в стране, 79% свинца и 85% цинка по содержанию в рудах.

Основные свинцово-цинковые месторождения Маданского рудного поля располагаются на юго-западном крыле Маданско-Давидковской антиклинали и вмещаются в разломах субмеридионального простирания ( $320-360^{\circ}$ ).

В разломах северо-восточного простирания ( $15-60^{\circ}$ ) включены второстепенные месторождения.

Свинцово-цинковые месторождения Северо-Родопского рудного поля приурочены к разломам меридиональной системы ( $350-20^{\circ}$ ).

В пространственном размещении, как обоих рудных, так и остальных полей в районе, вероятно, решающую роль сыграл Центрально-Родопский глубинный разлом (рис. 1, пункт 4).

Центрально-Родопский глубинный разлом представляет собой гравитационный переход первого класса (Т. Добрев, 1971 г.; В. Иванова, 1982 г.). По нему Родопский массив делится на два мегаблока — восточный и западный. Усредненная мощность земной коры в западном блоке 50 км, а в восточном — 35 км. С запада на восток уменьшается и мощность гравитного слоя от 25 до 16 км. В. Гергелчев (1974 г.) рассматривает этот разлом как фрагмент Эгейско-Дунайского рифта. Б. Бончев [5] считает, что это одна из главных линий разрывов в Родопском массиве. На металлогеническое значение этого разлома указывали Д. Димитров (1965 г.), П. Драгов и др. [10].

В Центрально-Родопском рудном районе различают два типа рудных тел: жильные и метасоматические.

Жильные рудные тела вмещаются в рудоносных разломах, сохраняя простирание и падение.

Метасоматические рудные тела имеют форму пластообразных залежей и образовались за счет мраморов и реже амфиболитов.

По минералогическому составу месторождения Маданского, Северо-Родопского, Неделинского и Давидковского рудных полей относятся к полиметаллической рудной формации, а месторождения Ардинского рудного поля принадлежат к полиметаллическо-пиритовой рудной формации.

Восточно-Родопский рудный район (ВР) по площади совпадает с Восточно-Родопской палеогеновой впадиной, захватывая ее южное обрамление метаморфических пород. К югу район продолжается на территории Греции.

Геологическое строение района типично двухэтажное — кристаллический фундамент и кайнозойские вулканогенно-седиментные отложения.

Размещение свинцово-цинковых месторождений в районе контролируется разломами и различными магматическими телами позднеальпийского возраста.

По новейшим исследованиям В. Бресковской и др. [6], Маджаровское рудное поле приурочено к Маджаровской вулкано-купольной (экструзивно-эффузивной) морфоструктуре. Предполагается, что при формировании оруденения решающую роль сыграл транскоровый гипогенный канал, который образовался на месте пересечения трех систем разломов.

По мнению В.Гергелчева (1974 г.), основная структура в Маджаровском рудном поле это Маджаровская кальдера обрушения.

Основное месторождение Спахиевского рудного поля — Саже-приурочено к субэкваториальному разлому, который тянется вдоль южного контакта Сырнисконной монцонитоидной интрузии. По северному контакту этой же интрузии выявлено новое месторождение, которое сейчас разведывается.

Лозенское рудное поле, по исследованиям В.Гергелчева и Д.Йосифова (1974 г.), приурочено к периферии Лозенской вулканокупольной структуры, в ядре которого вскрыто штокообразное тело субвулканических риолитов.

В Звездельском рудном поле рудные жилы вытянуты в субэкваториальном направлении параллельно субвулканическим риолитам. Здесь развиты и метасоматические руды в олигоценых известняках.

Рудные тела Восточно-Родопского рудного района жильные, жилообразные и пластообразные.

По минералогическому составу месторождения Маджаровского рудного поля относятся к кварц-золотополиметаллической рудной формации, а все остальные — к полиметаллической рудной формации. Исключение представляет месторождение Чале Спахиевского рудного поля, которое по составу аналогично маджаровским месторождениям.

Осоговский рудный район (О) включает болгарскую часть Осоговской горы и другие земли западнее р. Струма, в западном направлении продолжается на югославской территории до Вардарской зоны [20]. Этот общий район известен еще как Осоговско-Благодатский (Богданов и др., 1978 г.).

В пределах района можно выделить три структурных этажа, развитых в Родопях: нижний, средний и верхний.

Нижний структурный этаж или фундамент сложен докембрийскими гнейсами и сланцами, которые консолидированы гранитами. Он пользуется наиболее широким распространением.

Средний структурный этаж представлен по восточным склонам Осоговской горы силурийскими филоитоидами и графитовыми сланцами с прослоями известняков. К нему относятся и породы герциевского комплекса кальциево-щелочных интрузий среднего состава.

Верхний структурный этаж формируется третичными осадочными и изверженными породами.

Наибольшее значение для свинцово-цинкового оруденения имеют гипабиссальные гранитпорфиры и гранодиоритовые порфириты. Их распространение совпадает полностью с распространением свинцово-цинковых месторождений. По условиям залегания они образуют неправильные интрузии, штоки, жильные тела и лаколиты. Впервые эти породы были правильно идентифицированы при детальной геологической съемке месторождения Руен автором, Р.Топракчиевой и Г.Милевой в 1956 г. Раньше они описывались как эффузивные кварц-порфиры (Г.Бончев, 1906 г.) и риолиты (Ц.Димитров, 1945 г.).

Свинцово-цинковые месторождения в районе размещены в западном кры-

ле Осоговской антиклинали в полосе шириной 10–15 км, вытянутой в северо-западном направлении. Эта полоса характеризуется интенсивной тектонической обработкой и максимальным насыщением гранит-порфиров. Месторождения группируются в три рудные поля: Гюшевское, Руенское и Южно-Осоговское. Объединение всех рудных полей в одно под именем Руенское, как это делает Сл. Мынков (1974 г.), не лишено оснований.

Рудные тела в Гюшевском рудном поле представлены жилами субмеридионального направления.

Рудные тела в Руенском и Южно-Осоговском рудных полях вмещены в разломах субэкваториального простирания. По морфологии они делятся на линейно штокверковые (Руен, Мали Руен-Белите сипеи); жилообразные, жильные (Шапка); пластообразные (метасоматические) залежи (Мали Руен-Белите сипеи).

На сегодняшний день не выяснено промышленное значение метасоматических рудных тел, которые имеют основное значение в соседнем югославском месторождении Саса.

По минеральному составу все промышленные месторождения в районе относятся к полиметаллической формации.

#### Металлогеническое прогнозирование

Металлогенические исследования в нашей стране неразрывно связаны с прогнозированием. Выявленные закономерности о размещении свинцово-цинкового оруденения были положены в основу планов развития геолого-разведочных работ. Периодически производилась оценка прогнозных запасов на известных месторождениях и по новым неразведанным участкам. В 1961 г. эта оценка произведена под руководством И.Иовчева, в 1967 г. — Р.Димитрова и в 1974 г. — автора и И. Петкова.

По мере увеличения степени разведанности известных рудных площадей сужались возможности выявления новых месторождений. Сейчас ставится задача искать новые месторождения без выхода на поверхность и искать новые рудные поля. В связи с этим планируется расширение металлогенических исследований. Как первоочередная задача ставится составление общей и специальных металлогенических карт Болгарии масштаба 1:200000 в ближайшие 3–4 года. Одновременно будут составляться и детальные металлогенические и прогнозные карты отдельных рудных полей.

За последние годы в Комитете геологии НРБ получены весьма благоприятные результаты в Южно-Осоговском рудном поле. Выявлено и разведывается месторождение Мали Руен-Белите сипеи. Произведена новая оценка перспективных возможностей, в результате этого Осоговский рудный район выдвинулся на первое место в стране по количеству прогнозных запасов.

С целью показать значение и надежность металлогенического прогноза помним, что на основе металлогенического анализа еще в 1956 и в 1968 годах нами было высказано мнение о высокой перспективности этой площади и о целесообразности расширения геологоразведочных работ.

На основе анализа выявленных закономерностей размещения промышленных свинцово-цинковых месторождений в Родопском массиве, с учетом степени разведанности различных площадей мы рекомендуем организовать специальные комплексные поисковые работы на свинец и цинк в южной части Осоговского рудного района вплоть до государственной границы с Грецией и в Центрально-Родопском рудном районе на площадях, распространенных западнее и северо-западнее Магаданского и Северно-Родопского рудных полей.

#### Л и т е р а т у р а

1. Атанасов Ат. и др. Мелките интрузии в Източните родопи и тяхното металлогенично значение.-Труд.върху геол. на Б-ия.Сер. геох., минер. и петрогр., кн. IV, 1963.
2. Бехнева Д. Роль вулканических очаговых структур в эндогенной металлогении Родопского массива.- В кн.: Проблемы рудообразований. IV симпозиум. Варна, 1974.
3. Богданов Б. Металлогеническая карта Карпато-Балканской области, 1978.
4. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
5. Бончев Ек. Проблемы на българската геотектоника. София: Техника, 1971.
6. Бресковска В. и др. Маджаровское рудное поле.-Геох. минер. и петр. БАН, 1976, № 5.
7. Гергейчев В. Тектонски елементи в металогенията на Източните Родопи и свързаната с тях перспективност.- Рудодобив, 1973, № 2.
8. Дачев Хр. Българската проучвателна геофизика - принос и проблеми в изучаването на дълбочинния геоложки строеж и в търсенето на полезни изкопаеми.- Сп. БГД, 1976, кн. I.
9. Димитров Д.К. Металогенни епохи на родопския срединен масив.- Изв. НИГМ, 1967, т. IV.
10. Драгов П. и др. Металлогенически-активни линейменти и узли на територии Болгарии. Геология Балкана. 6.3. София, 1976.
11. Иванов Р. Формационна и петрохимическа зоналност на третичния магнетизъм в Родопския срединен масив.- Изв. ГИ, 1964, кн. XIII.
12. Йовчев Й. Полезни изкопаеми на НР България. Цветни метали. София: Техника, 1961.
13. Костов И. Минералогическо райониране на Родопите.-Труд върху геологията на България. Сер. геох., минер. и петрогр., 1963, кн. IV.
14. Милев В. Некоторые закономерности размещения серебро-свинцово-цинковых месторождений в Сякар-Родопской области НРБ. - Сп. БГД, 1962, кн. III.
15. Милев В., Богданов Б. Структурно-металлогенические зоны и рудные формации на территории Болгарии.-В кн.: Двенадцать рудных месторождений Болгарии. МАГРМ, IV Симпозиум. Варна, 1974.

16. Смирнов В.Д. Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
17. Стоянов Р.Д. Металлогения Родопского срединного массива. М.: Недра, 1979.
18. Твалчрелидзе Г.А. Некоторые вопросы металлогении Болгарии.- В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.Уш.М.:Наука, 1967.
19. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968.
20. Arsovski M., Ivanov T. Neotectonics, Magmatism and Metallogeny of the Southern Part of the Balkan Peninsula. Belgrad, 1977.
21. Kostov I. Metallization of the Balkan Peninsula.-Min.Mag. L., 1943, vol. LVIII, N 5.
22. Zachos K., Maratos G. Carte metallogénique de la Grèce, Echelle 1:1 000 000. Athènes, 1965.

UDC 553.3.078.7

NATURE AND CONTROLS OF SULFIDE MINERALIZATION,  
K57 OREBODY, PINE POINT Pb-Zn DISTRICT, CANADA

R. J. Kyle

Department of Geological Sciences, The University of Texas at Austin,  
Austin, Texas, USA

### Introduction

The Pine Point Pb-Zn districts consists of about 50 sulfide bodies within a narrow Middle Devonian carbonate barrier reef complex that developed along tectonic hinge zones separating contemporaneous evaporite and shale basins (Fig.1). Over 50 million tons of ore averaging 3.2% Pb and 6.7% Zn have been mined since production began in 1964; over 40 million tons of ore reserves remain. In addition to the economic importance of the district, its geological setting has been used to define a widely accepted model of basinal evolution for the genesis of carbonate-hosted Pb-Zn deposits of the Mississippi Valley type [1].

### Geologic Setting

A highly variable sequence of early Paleozoic evaporitic carbonate and siliciclastic strata up to 100 m thick overlies the Precambrian basement. The early Middle Devonian (Eifelian) Chinchaga Formation unconformably overlies the early Paleozoic units and dominantly consists of an evaporite sequence up to 110 m thick [5]. Strata of Givetian age host all known ore deposits in the district. Skall [7] redefined the Givetian stratigraphy of the Pine Point barrier complex, and facies designated A through P replaced previous formational nomenclature (Fig.2). The early Givetian Keg River Formation (Facies A) conformably overlies the Chinchaga Formation. The Pine Point Group includes the

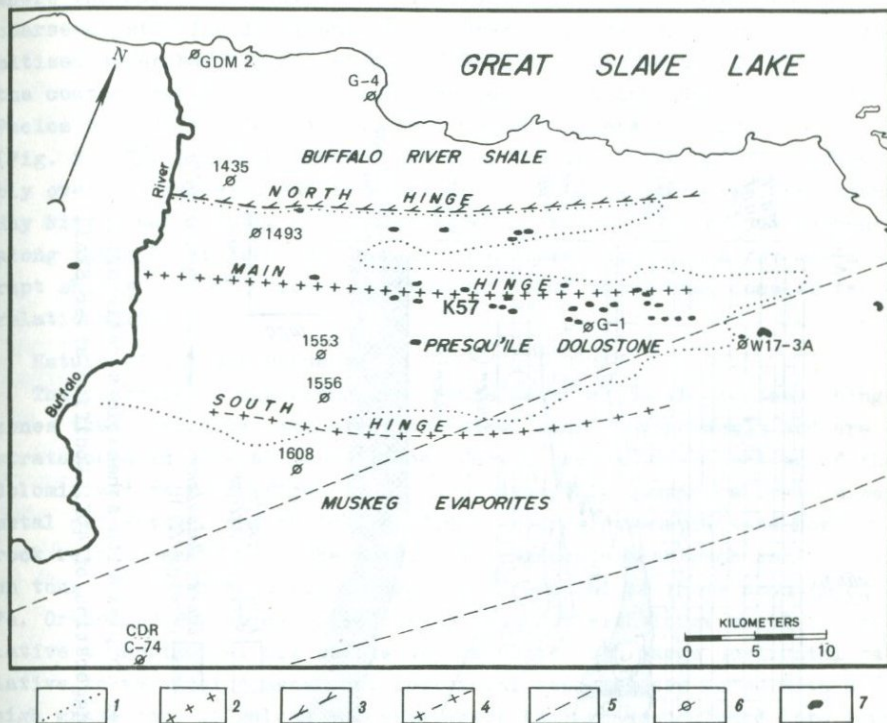


Fig. 1. Major geologic features and orebodies of Pine Point district, NWT. Modified after Skall [7] and Norris [5]

1 - limit of presqu'ile dolostone; 2 - northern limit of c-horizon; 3 - southern limit of buffalo river shale; 4 - northern limit of muskeg evaporites; 5 - trace of basement fault; 6 - important drill hole; 7 - ore body

middle Givetian strata (Facies B through K) that form integral parts of the barrier complex [7]. The lower part of the barrier (Fig.2) consists largely of the fine-crystalline dolostones of Facies B (Off-reef) D (Organic Barrier), E (Fore-reef), and J (Back-reef) and of the bituminous limestones of Facies F (Marine); the evaporite strata of the Muskeg Formation are, in part, lateral equivalents of these units. Dendroid, tabular, and massive stromatoporoids and corals dominate the framework of the Organic Barrier. The upper part of the barrier consists of limestones of Facies B, C (Fore-reef), D, and H and I (Back-reef), the coarse-crystalline Presqu'ile dolostone (Facies K) diagenetically developed from these units, and the Buffalo River Shale of Facies G (Marine). A partial disconformity separates the upper barrier from the late Givetian Watt Mountain Formation (Facies L). The post-middle Givetian, pre-late Givetian partial disconformity is present in the southern and central part of the Pine Point area (Figs. 1, 2)

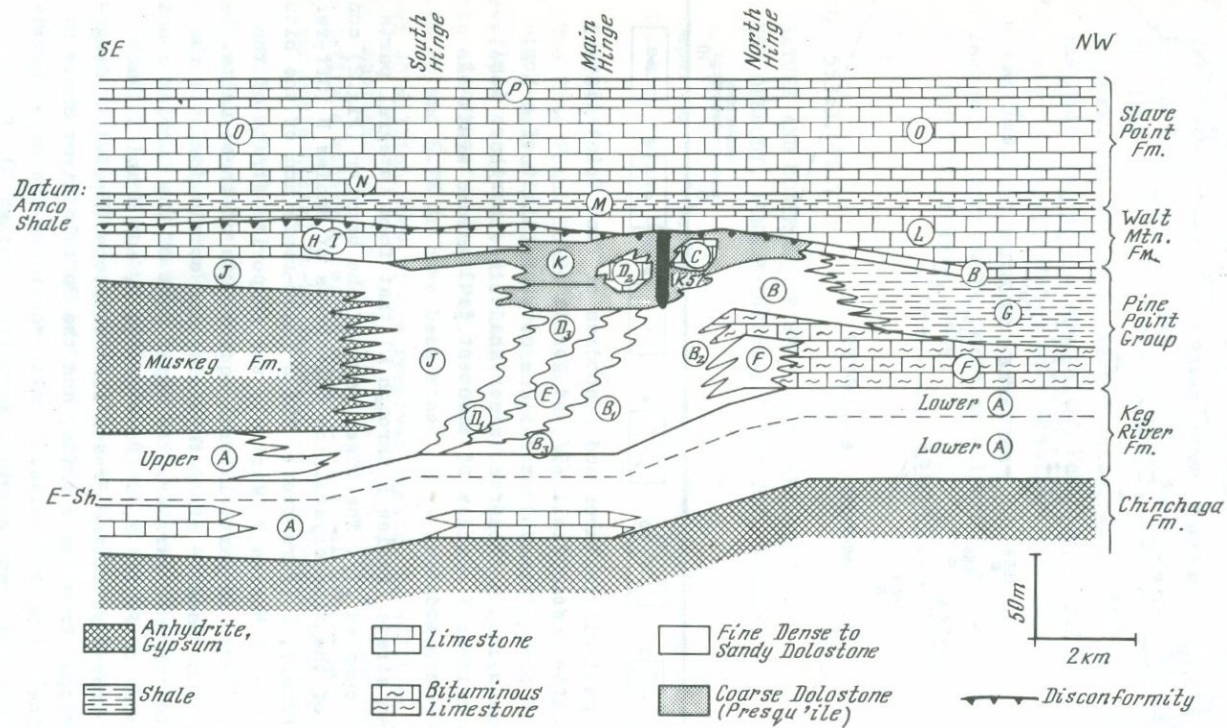


Fig. 2. Cross-section of Pine Point barrier complex with schematic stratigraphic position of K57 orebody. Note vertical exaggeration of 40X. Modified after Skall [7] and Kyle [3]

where the basal late Givetian Watt Mountain Formation overlies the coarse-crystalline dolostone of the Presqu'ile Facies K or the undolomitized upper barrier limestones of Facies C, D-2, H and I. North of the coarse-crystalline dolostone development, a considerably thicker Facies L directly overlies Facies B without apparent unconformity (Fig. 2) [7]. The Slave Point Formation (Facies M through P) conformably overlies Facies L and is overlain by the Upper Devonian (Frasnian) Hay River Shale. Skall [7] documented that subtle tectonic adjustments along three N65°E trending "hinge zones" were responsible for the abrupt shifts in depositional environment resulting in the complex facies relationships.

#### Nature of the Ore Deposits

The orebodies occur along two trends parallel to the tectonic hinge zones that controlled the Givetian depositional environments and are stratabound in several depositional facies over a 200-m section of the dolomitized barrier (Figs. 1, 2). Orebodies vary considerably in size, metal percentages and ratios, sulfide textures, geometry, and host rock relationships [3]. The sulfide bodies contain as much as 15 million tons of ore with up to 20% combined Pb-Zn and variable amounts of Fe. Orebodies can be described as "prismatic" with large vertical relative to horizontal dimensions or "tabular" with large horizontal relative to vertical dimensions. Individual deposits are zoned with a high grade core of galena and sphalerite that grades outward into lower grade materials with increased amounts of iron sulfides toward the perimeter of the sulfide body. Transition between high total sulfide material and barren dolostone is commonly abrupt.

Most of the orebodies occur within the coarse crystalline dolostone unit (Presqu'ile -- Facies K) that underlies the post-middle Givetian, pre-late Givetian unconformity. Paleo-solution features related to post-middle Givetian subaerial exposure of the barrier complex appear to control the distribution of sulfides and to account for the geometry of the orebodies [2, 3]. Numerous irregularly elliptical dolines as much as 400 m long and 35 m deep developed through dissolution of limestones by meteoric water. These dolines subsequently were filled with erosional detritus and covered by late Givetian and younger sediments. Caves and tabular zones of increased permeability were formed in the upper part of the phreatic zone. The coarse crystalline dolostone may have been created by the mixing of fresh water and seawater in the upper barrier limestones during this period of subaerial exposure. These paleo-solution features were aquifers and loci for sulfide deposition in the upper Pine Point barrier. Dolines host prismatic orebodies, whereas caves and tabular permeable zones contain tabular orebodies.

## K57 Orebody

### General Features

The K57 orebody provides an excellent example of the nature and controls of mineralization in the upper part of the Pine Point barrier. K57 is a prismatic sulfide body with an adjacent discontinuous tabular sulfide zone; some intervals of essentially massive sphalerite and galena are present with over 75% combined Pb-Zn. Preproduction ore reserves were 1.8 million tons averaging 7.0% Pb, 5.6% Zn, and 1.2% Fe. The high grade portion is about 150 m long and a maximum of 75 m wide; it contains a maximum of 38.7% combined Pb-Zn over 53-m interval (Figs. 3, 4)

K57 occurs within the coarse crystalline Presqu'ile dolostone along the Main Hinge Zone in the western part of the district. In this area, the coarse crystalline dolostone has a maximum preserved thickness of about 45 m and may be divided into lower and upper units. The lower unit consists of tan to light gray, coarse crystalline dolostone which contains megafossil and uniform granular lithologic types, interpreted to represent reefal and proximal fore-reef depositional environments, respectively; locally, a minor amount of this interval is preserved as limestone. An irregular, interfingering facies boundary between the two lithologic types of the lower Presqu'ile is present to the south of the mineralized zone (Figs. 3, 4). Direct evidence concerning the original nature of the upper Presqu'ile unit has been largely obliterated by the pervasive introduction of grey and white dolomite; isolated limestone remnants lateral to this unit suggest that this material was originally lagoonal carbonate sediments (Facies H/I).

### Diagenetic Controls of Mineralization

The prismatic ore zone is superimposed over an irregularly elliptical, detritus-filled doline (Figs. 3, 4) approximately 190 m long oriented along the direction of the hinge zones (and the depositional facies boundaries). The maximum detritus thickness is 35 m and directly overlies the fine crystalline dolostones (Facies B) of the lower Pine Point barrier. Three stratigraphic units have been recognized in the K57 detritus zone (see Fig. 4). The stratigraphically lowest unit consists of relatively clean, fine to coarse crystalline dolostone which contains blocks of coarse crystalline dolostone, particularly near the base. A thinner unit of laminated detritus, consisting of alternating bands of light and medium grey dolostone with rare green clay blebs overlies the lower detritus unit. The upper unit consists of nonlaminated detritus with common small fragments of green clay and fine crystalline dolostone. These detrital units are believed to represent a typical sequence of events accompanying and following the development of the dolines during the post-middle Givetian period of subaerial exposure. During subaerial exposure, the upper barrier limestones were subject to chemical attack by rainwater with dissolution being

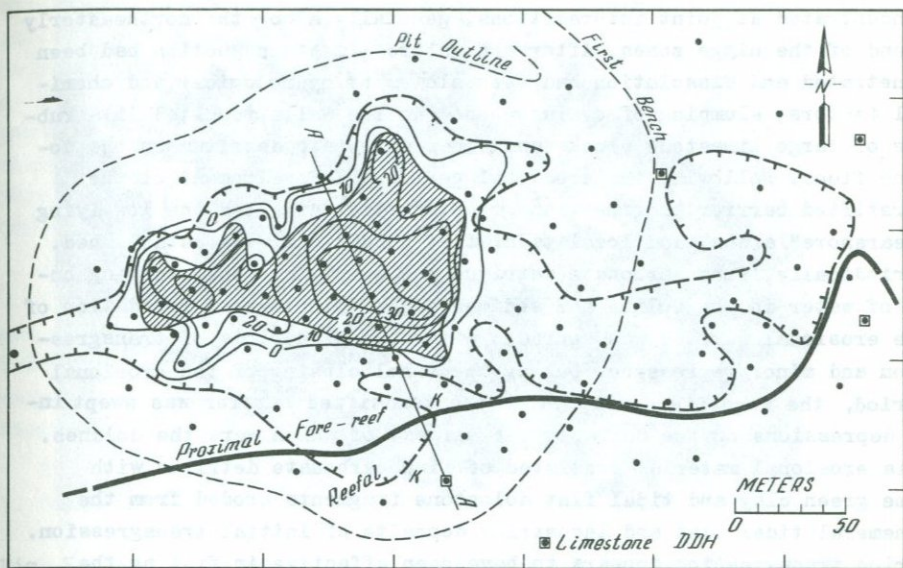


Fig. 3. General geologic features of the K57 area. Dots indicate location of diamond drill holes; limestone drill holes indicate areas of upper Pine Point Group limestone preserved within Facies K. Iso-pach is detritus thickness in meters. Shaded area represents greater than 10% total sulfides over a 53.3-m interval; hachures enclose zones with greater than 1% total sulfides

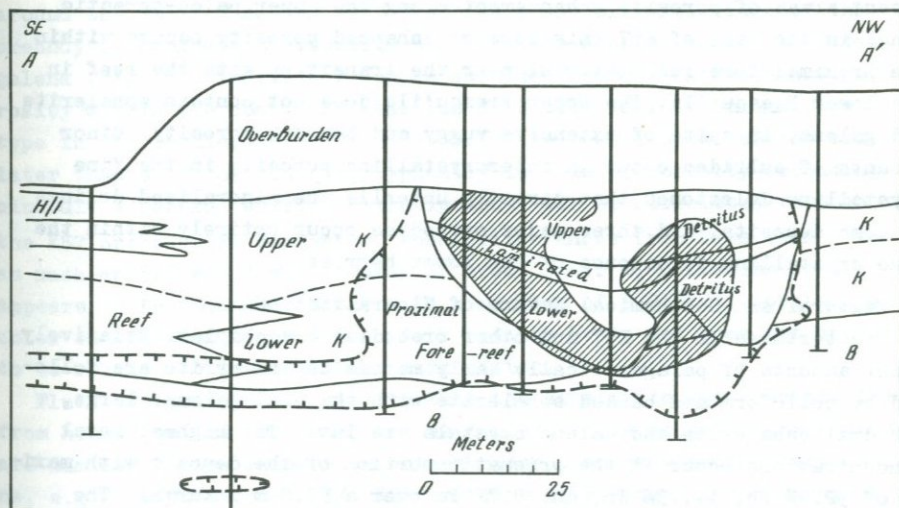


Fig. 4. Geologic cross-section of the K57 area. Vertical lines represent diamond drill holes. Shaded area contains greater than 30% total sulfides; hachures enclose zone with greater than 2% total sulfides

concentrated at joint intersections, generally along the northeasterly trend of the hinge zones. After the entire limestone section had been penetrated and dissolution had been slowed by hydrological and chemical factors, slumping of oversteepened doline walls resulted in a rubble of large limestone blocks and finer carbonate detritus on the doline floor. Following the erosional period and development of the karstified barrier, marine transgression first affected the low-lying "nearshore" areas, and local tidal flat conditions were established. Periodically, fine carbonate detritus was swept into the standing body of water in the doline and sedimented in thin layers. Inundation of the erosional surface was sporadic with several periods of transgression and minor regression. During the final closing of the erosional period, the regolith developed on the karstified barrier was swept into depressions on the surface, the largest of which were the dolines. This erosional material consisted of fine carbonate detritus with some green clay and tidal flat dolostone fragments eroded from the ephemeral tidal flat and lacustrine deposits of initial transgression. Marine transgression appears to have been effective in filling the doline, and little compaction of detritus appear to have occurred during late Givetian sedimentation. Passage of the meteoric water-seawater mixing zone through the upper barrier resulted in the dolomitization of the detritus zone and the surrounding limestones. Collapse of late Givetian strata overlying the detritus zone may have occurred as the result of carbonate corrosion accompanying sulfide emplacement. The tabular ore zone in K57 and other areas of the upper barrier represent areas of porosity enhancement along the upper paleo-phreatic zone; in the case of K57 this zone of enhanced porosity occurs within the proximal fore-reef material near the transition with the reef in the lower Presqu'ile. The upper Presqu'ile does not contain sphalerite and galena, in spite of extensive vuggy and boxwork porosity. Minor amounts of sulfides occur in intercrystalline porosity in the fine crystalline dolostones that directly underlie the mineralized dolines in some deposits, and three major orebodies occur entirely within the fine crystalline dolostones of the lower barrier.

#### Textural and Geochemical Nature of Mineralization

Ore textures in the K57 and other orebodies are complex. Relatively minor amounts of paragenetically early marcasite and pyrite are followed by colloform and banded sphalerite with skeletal galena; large, euhedral sphalerite and galena crystals are late. The highest metal concentrations occur in the prismatic portion of the deposit with maxima of 32.9% Pb, 14.3% Zn, and 3.7% Fe over a 53.3 m interval. The Pb/(Pb + Zn) ratio increases from 0.3 on the periphery of the sulfide body to 0.7 in the center, thus reflecting the Zn-rich zone surrounding the Pb-rich core. The contiguous tabular ore zone is only a few meters

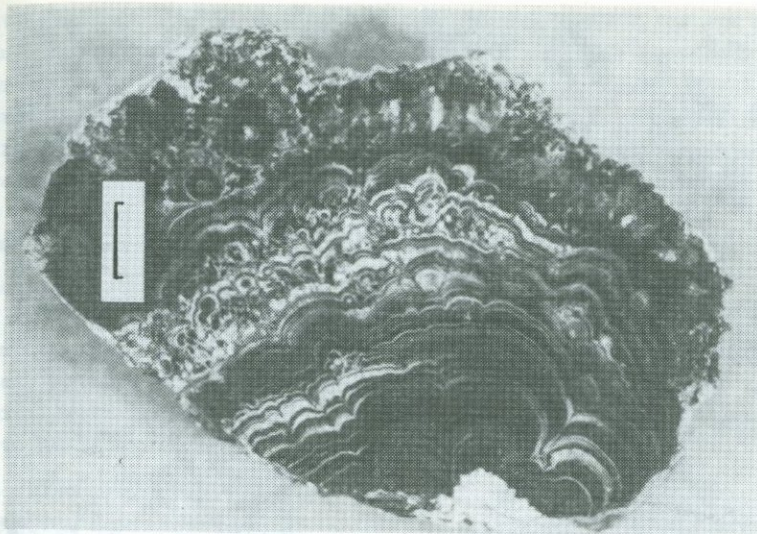


Fig. 5. Hand specimen of colloform sphalerite and skeletal galena from prismatic core of the K57 orebody

thick and is Zn-rich typically with a  $Pb/(Pb + Zn)$  ratio of 0.1 or less. The relative abundance of Fe on the perimeter of the sulfide body is shown by outward increase of  $Fe/(Pb + Zn + Fe)$  from less than 0.1 to 0.3. There does not appear to be a simple vertical metal zonation; instead, zoning appears to consist of three-dimensional Fe envelope around the Pb-rich center [3]. The high grade prismatic core of the orebody is dominated texturally by colloform sphalerite and skeletal galena (Fig. 5). Individual coarse sulfide crystals in secondary porosity within the coarse crystalline dolostone is the dominant ore type in the tabular zone (Fig. 6). Dolomite occurs both earlier and later than sulfides; calcite typically is a late, porosity-occluding mineral. A general sulfide "stratigraphy" can be correlated throughout the K57 orebody. Fe content of sphalerite ranges from less than 1 to as much as 5.5 wt. % with a mean of about 3 wt. %; colloform sphalerite appears to be enriched in Cd, with a maximum of 0.2 wt.%. Sphalerite color ranges from light tan to dark reddish brown and does not appear to be related to trace element composition.

Fluid inclusion data indicate that the sphalerite was precipitated from highly saline, 60-100°C brines [6, 3]; these mineralizing fluids are similar to the subsurface brines present in many sedimentary basins, e.g. the Gulf Coast [4]. K57 sulfides have a considerable variation in sulfur isotopic composition with a  $\delta^{34}S$  range from +13.1 to +23.5% (mean +19.2%; 14 samples). The range and means for galena, sphalerite, and pyrite/marcasite are +13.1 to +21.8% (+17.7%), +19.0 to +23.5%

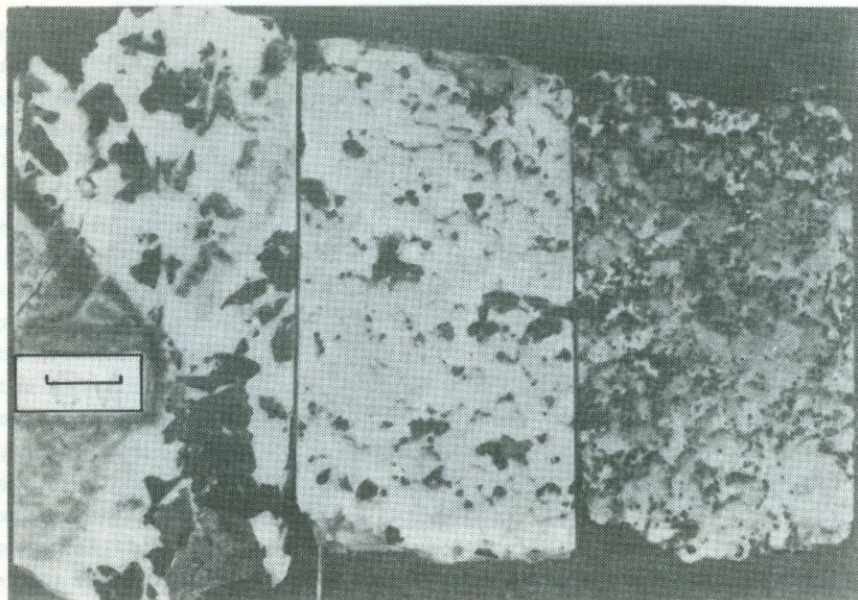


Fig. 6. Proximal fore-reef lower Presqu'ile dolostone containing coarse sphalearite crystals in secondary porosity; core specimens from tabular sulfide zone east of the K57 open pit

(+20.8%), and +17.2 to +20.6% (+19.1%), respectively. There does not appear to be a systematic variation in sulfur isotopic composition with respect to textural type, paragenetic position, or location within the deposit. Only minor isotopic fractionation is indicated for two co-precipitated sphalearite-galena pairs with  $\Delta$  values of 1.47% and 0.59%, indicating disequilibrium precipitation at these low temperatures. Furthermore, the sulfur isotopic composition of K57 sulfides is very similar to the  $\delta^{34}\text{S}$  values of Middle Devonian evaporite sulfides (+19 to +20%). Galena from the K57 and other orebodies in the Pine Point district is not enriched in radiogenic isotopes with a consistent  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio of 18.2. The lead isotopic composition approximates single-stage conditions of origin, which is compatible with derivation of lead from multiply reworked siliciclastic sediments at a time considerably later than the middle Givetian dolostone host.

#### Conclusions

The K57 orebody is representative of the numerous sulfide deposits that occur within the coarse crystalline Presqu'ile dolostone in the upper part of the Pine Point barrier. The ore zone consists of a high grade prismatic core with contiguous tabular sulfide concentrations and is associated with solution features related to the post-middle

Givetian period of barrier exposure. Colloform sphalerite and skeletal galena are common in the prismatic zone and indicate rapid early sulfide precipitation, while coarse sulfide crystals suggest slower rates of precipitation for late sulfide growth. The high grade sulfide concentrations are localized in paleo-dolines and breccia zones because these transgressive features were the bypasses between different aquifers and acted as natural mixing sites for sedimentary-derived fluids containing metals and reduced sulfur.

#### Acknowledgements

I am grateful for many courtesies provided by the geologic personnel and management of Pine Point Mines Ltd. My sincere appreciation to Society of Economic Geologists and the Geology Foundation of the University of Texas at Austin for providing support to allow me to participate in this I.A.G.O.D. symposium.

#### References

1. Beales F.W., Jackson S.A. Precipitation of lead-zinc ores in carbonate reservoirs as illustrated by Pine Point ore field Canada.-*Trans.Inst.Min.Metall.*, 1966, vol.75, p.B278-B285.
2. Kyle J.R. Controls of lead-zinc mineralization, Pine Point district, Northwest Territories. Canada: *Min.Engr.*, 1980, vol.32, p.1617-1626.
3. Kyle J.R. Geology of the Pine Point lead-zinc district.-In: *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits* /Ed. by K.H. Wolf. Amsterdam: Elsevier, 1981, vol.9, p.643-741.
4. Land L.S. Prezbindowski D.R. The origin and evolution of saline formation water, Lower Cretaceous carbonates, south-central Texas, U.S.A.-*Jour. Hydrol.*, 1981, vol.54, p.51-74.
5. Norris A.W. Stratigraphy of Middle Devonian and older Paleozoic rocks of the Great Slave Region, Northwest Territories.-*Geol.Surv. Can., Mem.*, 1965, p. 332.
6. Roedder E. Temperature, salinity, and origin of the ore-forming fluids at Pine Point, Northwest Territories, Canada, from fluid inclusion studies.-*Econ. Geol.*, 1968, vol. 63, p. 439-450.
7. Skall H. -The paleoenvironment of the Pine Point lead-zinc district.-*Econ. Geol.*, 1975, vol.70, p.22-45.

## Региональная позиция

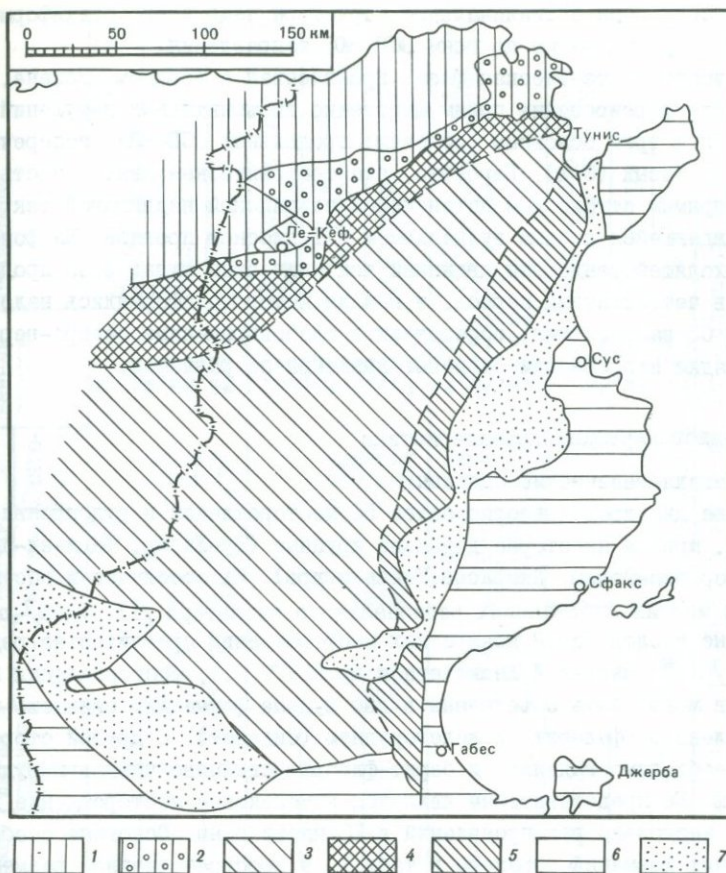
Тунисский Атлас является переходной областью между Сахарской и Восточной платформами на юго-востоке и Альпийской складчатой системой с севера [8,10,4]. Его тектонический облик определяется альпийскими складчатыми и разломными деформациями в эпиплатформенном покрове. Эти деформации особенно интенсивно проявлены в граничных частях области. В рамках Тунисского Атласа выделяются три самостоятельные тектонические зоны: зона диапиров, зона складчатого эпиплатформенного покрова и так называемая осевая зона Север-Юг (рис.1).

Предметом настоящей статьи является металлогения зоны диапиров [14], известной также под названием подзоны куполов или Северного Тунисского Атласа. Она прослеживается от залива г.Туниса до меридиана г.Айн-Бейда в Алжире, где затухает в пределах Сахарского Атласа [10]. С севера ограничивается передовым прогибом альпийской миогеосинклинали, глубоко врезающейся в ее пределы в районе г.Ле-Кеф. Южная ее граница с известной условностью проходит по линии интенсивного триасового диапиризма, которая трассируется диапирами Мухра, Еш-Шейд, Лорбез, Сиди-Насер и Бу-Кадра.

## Краткая геологическая характеристика

Зона диапиров полностью сложена осадочными породами, самые древние из которых представлены эвапоритовыми отложениями триасового возраста [5,9]. Присутствие в разрезе юрских пород до сих пор не установлено. Начиная с раннего мела до конца эоцена здесь имела место непрерывная обильная седиментация. Сначала накапливались глубоководные осадки, а позднее, в апте - терригенно-карбонатные и рифовые отложения. В позднем мелу почти вся зона охвачена снова глубоким морским бассейном, в котором формировались глинисто-мергелистые, известково-мергелистые и известковые (в кампане и маастрихте) отложения. В эоцене здесь образовались терригенно-карбонатные фации. Неогеновые и четвертичные терригенные осадки выполняют наложенные континентальные впадины.

Самым отличительным признаком тектонического строения рассматриваемой зоны является наличие корневых диапировых тел соленосного триаса, внедренных в породы мела и палеогена. Предполагается, что заложение первых диапиров происходило в апте, обуславливая, таким образом, поднятие дна аптского моря и формирование рифовых построек. По всей вероятности, воздымание пластичных материалов к земной поверхности имело место еще несколько раз. Возможно, это было обусловлено существенными различиями между плотностями триасовых и посттриасовых отло-



Р и с. 1. Схема основных тектонических единиц Центрального и Северного Туниса [4]

Северная альпийская зона: 1 - Тунисский прогиб; 2 - передовой прогиб Меджера-Кешебта, Тунисский Атлас; 3 - складчатый эпиплатформенный покров; 4 - зона диапиров; 5 - осевая зона Север - Юг; 6 - Сахарская и Восточная платформы; 7 - периатласские депрессии

жений [17], но, бесспорно, определяющая роль для локализации триасовых "экструзий" принадлежит интенсивным орогенным движениям. При этом пластичные материалы триаса внедрялись преимущественно в ядра антиклиналей.

Основная тектоническая фаза, в которую формировался складчатый облик всего Северного Туниса, в том числе и зоны диапиров, относится к концу эоцена [7, 8, 14]. Тогда определился альпийский структурный план осадочных комплексов с характерной КЗ-СВ ориентацией структур. Асимметричное строение некоторых антиклиналей с более крутыми ЮВ крыльями подтверждает ЮВ направленность тектонических усилий [2]. В за-

падной части зоны антиклинальные структуры чаще всего брахиформного характера, упорядочены по осям ВСВ-ЗЮЗ направления.

Следующая тектоническая фаза, проявленная в верхнем миоцене, предопределила формирование преимущественно дизъюнктивных нарушений, относящихся к трем основным системам: продольных (СВ-ЮЗ), поперечных (СЗ-ЮВ) и косых (С-Ю). Вероятно, эта тектоническая деятельность являлась прямым отголоском интенсивной альпийской надвиговой тектоники, сопровождающейся кислым вулканизмом в Тунисском прогибе. На фоне общей восходящей тенденции движений тектоническая жизнь зоны продолжалась и в четвертичный период, в начале которого оформились наложенные грабены СЗ направления, образовались слабовыраженные северо-вергентные складки и произошли блоковые движения по разломам.

### Металлогеническая характеристика

#### А. Металлогенические единицы

В зоне диапиров известно более 50 месторождений и рудопроявлений (рис.1), причем некоторые довольно крупные (Бу-Жабер, Федж-ел-Адум, Сиди-Амор-бен-Салем, Джерисса, Венза и др.). Их особенности обсуждались во многих публикациях регионального характера [11, 12, 16], однако детальные исследования конкретных месторождений сравнительно редки [6, 15]. По мнению Л.Васильева и др. (1977 г.), месторождения в зоне диапиров могут быть объединены в две рудные формации: свинцово-цинковую (гаженит, сфалерит) и железорудную (сидерит). С другой стороны, здесь необходимо выделить и барит-флюорит-свинцово-цинковую рудную формацию. Ее представителем является комплексное месторождение Бу-Жабер и несколько рудопроявлений в ЮЗ части зоны. Основные особенности рудных формаций отражены в табл.1, а пространственное размещение их представителей - на рис.2.

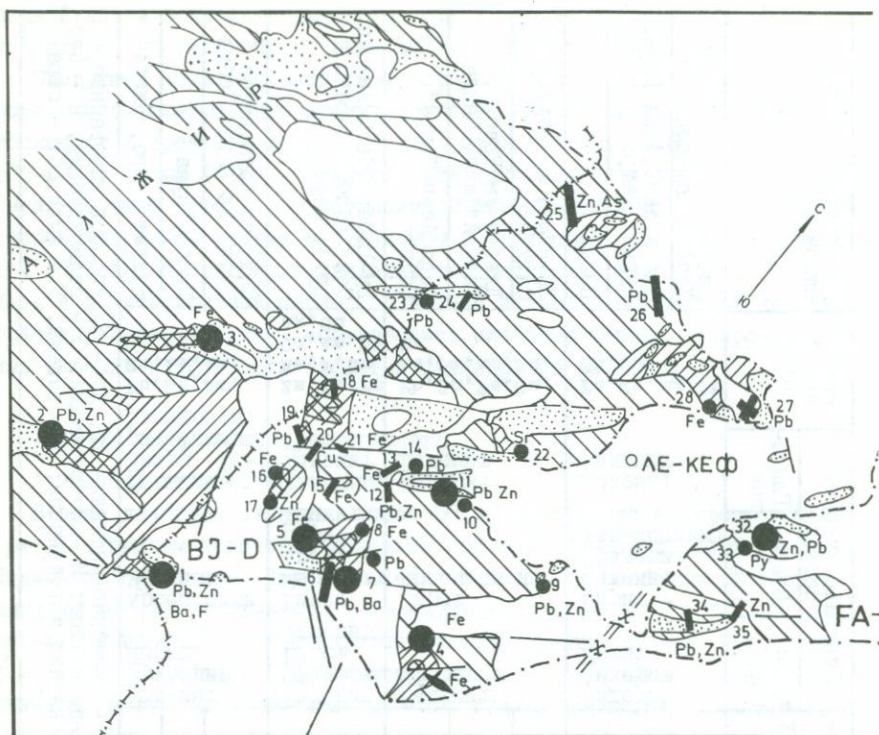
В рамках зоны диапиров на современном этапе намечаются два пространственно разобщенных рудных района: Бу-Жабер - Джерисса и Федж-ел-Адум - Кебуш (см.рис.2). Рудные месторождения в первом могут быть объединены в 8, а во втором в 5 рудных полей. Их границы до сих пор не установлены, но они связаны однородной тектонической позицией и приуроченностью к определенной диапировой структуре (см.рис.2).

Рудный район Бу-Жабер-Джерисса, занимает западную часть зоны диапиров. В нем обнаружены железорудные, свинцовые, свинцово-цинковые и свинцово-цинково-флюорит-баритовые месторождения, относящиеся к трем самостоятельным рудным формациям (см.рис.2, табл.1). Известные медные и стронциевые рудопроявления имеют только минералогическое значение. Большая часть месторождений в рудном районе локализована в нижнемеловых рифовых и органогенно-детритовых известняках и формирует преимущественно залежи, а также и жилы. Стратиформный характер имеют только рудные тела 2 и 4 в Джериссе. Оруденения пространственно приурочены к позитивным брахиформным структурам, к регио-

Таблица I

Рудный район	Рудная форма-ция	Текто-ниче-ская пози-ция	Вмещающие по-роды		Способ отложе-ния	Морфо-логия рудных тел	Минералогический состав			Вещест-венный состав	Характерные пред-ставители	
			воз-раст	состав			Глав-ные	Второ-сте-пенные	Ганго-вые			
Бу-Жабер - Джерисса	Железородная (сидерито-вая)	Аб	K <sub>1</sub>	Ир	Mc, Вп	З, Ж	Сидерит Анкерит Мезит	Цирит Галенит Сфалерит Халькопирит	Доломит Кальцит	Fe, Mn, Mg, Pb Zn, Cu	Джерисса, Слата, Уенза, Храбса, Камейма	
				Т-К	Mc, Вп, С?	З, Ж, Ст					Джерисса-2, 4, Ел Гара, Кудиат Хамра	
			K <sub>2</sub>	Им	Mc	З					Небер	
	Свинцово-цинковая	Аб, Ал	K <sub>1</sub>	Ир, Т-К	Mc, Вп, И	Ж, З	Галенит Сфалерит	Цирит Арсенопирит	Кальцит Доломит	Pb, Zn, Fe, Cu, As, Ba, Ag, Cd, Sr	Хамейма, Бу Кадра, Сиди Амор	
				K <sub>2</sub>	Им	Вп, И, Mc					З	Джебел Ум Едебуа, Гарн Алфайа, Сииди
		Дт	K <sub>2</sub> -P <sub>2</sub>	Им	Вп, И	Ж, З					Федж Асен, Туиреф, Сакиет	
	Барит-сульфидно-цинковая	Ал	K <sub>1</sub>	Ир, Т-К	Mc, Вп, И	З	Галенит Сфалерит Барит Флюорит	Цирит Марказит Арсено-пирит Тенантит	Кварц Кальцит Гипс	Zn, Pb, Fe, Ba, F, Sr, Cd, As, Sb, Ag, Cu	Бу-Жабер (Сент Антоан, Сент Барб, Есперанс и др.), Шарен	
											Федж-ел-Адум, Кебуш	
	Федж-ел-Адум, Кебуш	Свинцово-цинковая	Дт, Ал	K <sub>2</sub>	Им	Mc, Вп, И	З, Ж	Галенит Сфалерит Цирит	Арсенопирит Марказит	Кальцит Кварц Флюорит Десклозит	Pb, Zn, Fe, Mn, As, Ag, Cd, Sr, V	Федж-ел-Адум, Джебба-Б Туил, Ел Акуат, Кебуш
				P <sub>2</sub>	Им	Вп	Ж					Джебба-Гораа
			Ск	П	С	Ст	Кудиат Сафра, Джебба					

П р и м е ч а н и е. Аб - брахиформные антиклинали; Ал - линейные антиклинали; Дт - сложнорасчлененные толщи; Ск - синклинали; Mc - метасоматоз; Вп - выположение пустот; И - импрегнация; С - седиментация; П - песчанки; Ир - рифовые известняки; Т-К - терригенно-карбонатная альтернатива; З - залежи; Ж - жилицы; Ст - стратиформные

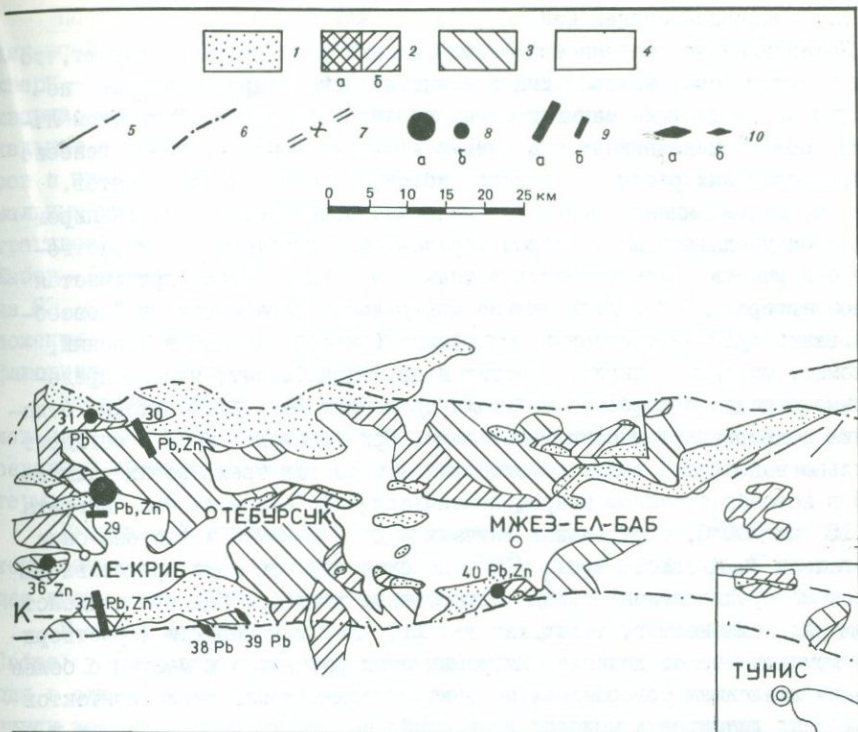


Р и с. 2. Металлогенетическая схема зоны диапиров в Тунисском Атласе (составлена с использованием карты минеральных месторождений Туниса масштаба 1:500 000/16/)

1 - триас (соленосная фация); 2 - нижний мел: а - рифогенная фация, б - терригенно-карбонатная фация; 3 - верхний мел - эоцен; 4 - неоген-кватернер; 5 - разрывные нарушения; 6 - контур зоны диапиров; 7 - граница между рудными районами Бу-Жабер - Джерисса (BJ-D) и Федж-эл-Адум - Кебуш [16/; 8 - залежи; 9 - жилы; 10 - линзы и стратиформные тела (размеры знаков 8,9,10 соответствуют масштабу оруденения: а - большие, б - маленькие). Месторождения и рудопроявления (цифры на схеме): рудный район Бу-Жабер - Джерисса: 1 - Бу-Жабер (Восток, Сент Антоан, Сент Барб, Юг, Сент Жан, Есперанс, Центр, Кол и др.), 2 - Бу-Кафра, 3 - Уенза, 4 - Джерисса (Джерисса, р.т. I-6, Малая Джерисса), 5 - Слата (железо), 6 - Сиди Амор, 7 - Шарен, 8 -

нальным СВ и СВ разломам и ограниченным ими бортам молодых грабенов, а также и к контактам триасовых диапиров.

Рудный район Федж-эл-Адум - Кебуш занимает центральную часть зоны диапиров. Он отделяется от переходного района миоценовым передовым прогибом, а на СВ его граница не установлена. В нем проявляются исключительно свинцово-цинковые месторождения, которые относятся к одной рудной формации (см.рис.2, табл.I). Они локализованы в извест-



Слата север, 9 - Сииди, 10 - Гарн Алфая, 11 - Джебел-ум-Едбуа, 12 - Кудиат-Азиба, 13 - Кудиат-Хамра, 14 - Кудиат-Мораа, 15 - Ел-Гара, 16 - Хамейма (железо), 17 - Хамейма (цинк), 18 - Сииди-Ахмед, 19 - Джебел-Сайен, 20 - Кеф-Сииди-Сахби, 21 - Уед-ел-Уаар, 22 - Загет-Тир, 23 - Куша, 24 - Сакиет, 25 - Федж-Асен, 26 - Ресас-Туиреф, 27 - Уед-ел-Кохол, 28 - Небер; рудный район Федж-ел-Адум - Кебуш: 29 - Федж-ел-Адум (Дарн Хал, Табет-ел-Кебрит, Сииди Бел Касем, Фернан, Бу-Кшерида, Лютесская зона Бу-Дероа, Уед Лажбах, Аин Дженин, Табет Хасен, Аин Саид, Туила и др.), 30 - Джеба (Бу-Туил, Гораа, Карубие, Новое, Сад, Сииди, Бу-Хаули, Себа Ауинет, Нижнее, Верхнее), 31 - Сииди Ахмед Бедауи, 32 - Кебуш, 33 - Махжембия, 34 - Лорбез, 35 - Бу-Грин, 36 - Бу-Кхил, 37 - Ел-Акуат, 38 - Кудиат-Сафра, 39 - Кудиат-Сода; 40 - Уед-Джебс

ковых и мергелисто-известковых фациях верхнего мела. В настоящее время известно только несколько рудопроявлений среди ипресских и лютесских известняков (Лютесская зона, Гораа) и олигоценно-миоценовых песчаников (Кудиат-Сафра, Джеба). Все месторождения располагаются вблизи "экструзивного" триаса, который образует большие диапировые структуры (Тибар, Ел-Шейд) или внедряется послойно в пост-триасовые отложения.

## Б. О генезисе оруденений

Установленные особенности месторождений бесспорно доказывают, что они могут рассматриваться как эпигенетические гидротермальные не смотря на отсутствие магматических проявлений во всем Тунисском Атласе. При этом возникает два фундаментальных вопроса: каков генезис гидротермальных растворов и каков источник полезных компонентов.

По нашему мнению, металоогенические особенности зоны диапиров являются убедительным примером образования гидротермальных растворов без участия магматических источников. Такая модель принимается рядом авторов [1, 3, 13]. Изучение минеральных парагенезисов "новообразований" [17] в триасовых отложениях (кварц: черный и зеленый, доломит, магнезит, пирит, гематит и др.) показывает, что в определенные периоды и особенно во время орогенных фаз, эвапоритовые отложения подвергались высоким давлениям. При переходе гипса в ангидрит обильно выделялась вода. Гомогенизация и состав трехфазовых включений в новообразованном кварце доказывают, что эта вода была нагрета от 150 до 200°C, в отдельных случаях - до 270-320°C и что она была обогащена NaCl, KCl, MgCl<sub>2</sub> [17]. По существу эта вода представляла высокоминерализованный сильно агрессивный раствор. Под его воздействием ряд компонентов, таких, как Pb, Zn, Fe, мог перейти в растворимые комплексные соединения. Миграция этих растворов к местам с более низким давлением совершалась по тектоническим зонам около контактов триасовых диапиров и молодых депрессий, по проницаемым разломам и по пористым осадочным комплексам. Благоприятные условия для отложения полезных компонентов: 1) химически активные карбонатные породы (образовались метасоматические залежи); 2) хрупкие, трещиноватые и пористые отложения (образовались прожилково-вкрапленные руды); 3) открытые или заполненные брекчированные карбонатным материалом разломные или карстовые структуры (образовались жильные и линзообразные рудные тела). Рудоотложение осуществлялось при температуре более низкой, чем инициальная температура минерализованных растворов (табл. 2).

Таблица 2

Месторождение	Исслед. минерал	Колич. определений	Температура гомогенизации, °C		
			мин.	макс.	макс. част. опр.
Бу-Жабер	Барит	51	40	222	85-90 120-140 210-220
Бу-Жабер	Кальцит	50	80	200	100-130
Бу-Жабер	Флюорит	97	85	150	90-130
Ел-Акуат.	Кальцит	22	47	190	47-85
Федж-ел-Адум	Барит	10	70	200	120-130

Последовательность отложения минеральных парагенезисов, общая для всей рассматриваемой зоны, приблизительно следующая: доломит - кварц - сидерит; кварц - халькопирит; барит с малым количеством кварца; сфалерит - пирит - арсенопирит - галенит - барит - флюорит - кальцит - барит - кальцит - гипс. Характер распределения парагенезисов в пределах всей зоны показывает, что с ЮЗ к СВ состав гидротермальных растворов становится более однообразным, а минерализация затрагивает все более молодые породы ( см.табл. I ). В рудном районе Бу-Жабер -Джерисса количество арсенопирита и цинка увеличивается с ЮВ на СВ, а в месторождении Бу-Жабер проявлена типичная зональность отложения, выраженная увеличением сфалерита и уменьшением галенита, флюорита и барита с глубиной.

Косвенным признаком палеогидротермальной деятельности в пределах зоны диапиров являются термальные источники, находящиеся по ее северной границе, а также и высокоминерализованные ( Si - Cl - Na ) термальные (38°C) воды в руднике Бу-Жабер.

В принятой упрощенной теоретической модели гидротермальной системы самым трудным остается вопрос об источнике металлов. В настоящее время может быть выдвинуто несколько предположений.

В числе нерешенных стоит вопрос о возрасте оруденений. В Кудиаг Сафра устанавливается синседиментационная свинцовая минерализация в олигоцен-миоценовых известковых песчаниках. В аналогичной позиции находится и свинцовое оруденение в Джеба, приуроченное к миоценовым терригенным отложениям. По всей вероятности, эти оруденения образовались в результате излияния минерализованных растворов в воды континентальных миоценовых бассейнов. Принимая во внимание, что они ассоциируют пространственно и имеют близкий минеральный состав с описанными выше эпигенетическими минерализациями, логично предполагать, что и те, и другие имеют общий источник. В таком случае миоценовый возраст руд в Кудиаг-Сафра и Джеба достаточно точно определяет время образования свинцово-цинковых оруденений.

В заключение необходимо подчеркнуть, что зона развития диапиризма представляет четко индивидуализированную металлогеническую единицу с относительно высокой концентрацией железорудных, свинцово-цинковых и флюорит-барит-свинцово-цинковых оруденений. Наиболее значительную роль в их локализации играл триасовый диапиризм. Подобно посторогенному магматизму он оказал существенное влияние на образование, температурный режим, геохимию и транспорт гидротермальных растворов, а также и на деформацию осадочных комплексов.

#### Л и т е р а т у р а

1. Барабанов В.Ф. Генетическая минералогия. М.: Недра, 1977. 326 с.
2. Буролле П.Ф. Переходная зона со складчатостью позднеальпийского возраста. - В кн.: Тектоника Европы и смежных областей - вариации, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. 588 с.

3. Обчинников А.М. Геологические условия гидротермальных процессов.-  
Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1957, т.32, 5, с.127-142
4. Biely A. Buroillet P.F., Lajmi T. Etude géodynamique de la Tunisie  
et des secteurs voisins de la Méditerranée.-Notes Serv.Géol.,  
Tunisie, 1974, vol. 41, p. 23-38.
5. Biely A., Rakus M. Analyse critique des données sur l'âge du sa-  
lifère en Tunisie septentrionale.-Notes Serv.Géol.Tunis, 1972,  
vol. 38, p. 35-48.
6. Bolze J. Schnederhöhn H. Métallogénie hydrothermale dans les monts  
de Teboursouk (Tunisie septentrionale).-Bul. Soc.Géol.Fr., 1951,  
vol.6,1,7. p. 381-388.
7. Bolze J., Buroillet P.F., Castany G. Le sillon Tunisien.-In:19 Congr.  
int; Alger., Mon.reg. 2 Ser., 1952.
8. Buroillet P.F. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tun-  
isie centrale.-Ann.des Mines et de la Géol. Tunis, 1956, vol.18,  
p. 350.
9. Buroillet P.F. Importance des facteurs salifères dans la tectoni-  
que tunisienne. Livre Jub.M.S.Solognac.-Ann.des Mines et la Géol.  
Tunis, 1973, vol.26, p.111-120.
10. Caire A. Les liaisons alpines précoces entre Afrique du Nord et  
Sicile et la place de la Tunisie dans l'arc tyrrénien.-Ann. des  
Mines et de la Géol. Tunis, 1973, vol.26, p. 87-110.
11. Gottis, Ch. Les gisements de fer en Tunisie. Symp.sur les gism.de  
fer du monde. -In:19 Congr géol. int.,Alger. 1952, vol.1, p.211-220.
12. Gottis Ch., Sainfeld P. Les gites métallifères tunisiens.-In: 19  
Congr. géol.int., Alger., Mon. rég., 2 Ser., 1952, vol.2, p.104.
13. Hall W.E. Composition of fluid inclusions, cave-in-rock fluorit  
district Illinois and Upper Mississippi Valley zink-lead district.  
Econ. Geol., 1963, vol.58, p. 886-911.
14. Jauzein A. Contribution à l'étude géologique des confins de la Dor-  
sale tunisienne (Tunisie septentrionale).-Ann. des Mines et de la  
Géol. Tunis, 1967, vol.22, p.476.
15. Mahjoubi H. Un exemple de gisement ferrifère en milieu récifale:  
la mine du Jebel Jerissa (Tunisie). Thèse, Fac. Sci. de Tunis,  
1978, p.85.
16. Nicolini P., Djellouli A., Ilavsky I. Carte des gîtes minéraux de  
la Tunisie au 1 (500000) Notice explicative. Serv.géol., Tunis,  
1968-1969, p.19.
17. Perthuisot V. Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques  
en Tunisie septentrionale.-Tr.labor.Géol., P., 1978, vol.12,p.312.

В.И.Гончаров, И.Н.Котляр

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВНЦ АН СССР, г.Магадан, СССР

Проблема связи процессов рудообразования с магматизмом издавна привлекает внимание исследователей самого различного профиля. Решение ее предпринималось во многих регионах на примере разнообразных магматогенных месторождений с применением всего известного арсенала методов и способов их геологического изучения. Однако применительно к золоту и серебру однозначного свидетельства генетической связи этих элементов с конкретными магматитами так и не установлено.

На наш взгляд, сколько-нибудь успешное решение этой проблемы, как нигде более, возможно в пределах вулканогенных поясов, с которыми совмещено и сопряжено по времени формирования разнообразное оруденение, и прежде всего золотосеребряное.

Золотосеребряное оруденение достаточно широко распространено в различных регионах планеты и является принадлежностью специфических геологических структур вулканического происхождения. Выделяются три крупные в различной степени золотосереброносные мегаструктуры: Тихоокеанское обрамление, Средиземноморский и Монголо-Охотский пояса. Их общим свойством является широкое и неоднократное проявление процессов тектоно-магматической активизации, сопровождающихся формированием обширных вулканических полей, образующих протяженные вулканогенные пояса, которые, помимо золотосеребряного, несут оловянное, ртутное, медно-молибденовое, полиметаллическое и редкометалльное оруденения. Вулканогенные пояса являются характерным элементом планетарных рудоносных структур первого порядка и образуют в их пределах самостоятельные металлогенические провинции. При этом окраинно-континентальные пояса несут существенно серебряное, оловосеребряное, золотосеребряное, золотосеребро-полиметаллическое, золототеллурическое оруденения; вулканические пояса островных дуг - золотосеребросодержащие колчеданные месторождения типа Куроко (Япония), а также золотосеребро-селеновые месторождения.

Одной из интереснейших металлогенических провинций, где могут быть решены многие проблемные вопросы геологии рудных месторождений, в том числе и проблема связи магматизма и оруденения, является Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, представляющий собой достаточно хорошо изученную структуру с четко выраженной золотосеребряной специализацией.

Длительный опыт изучения Охотско-Чукотского пояса показывает, что в локализации золотосеребряных месторождений определяющую роль играют структуры вулканического происхождения - изометричные вулкано-тектонические депрессии с компенсационными структурами обрушения и купольны-

ми поднятиями, вмещающими гипабиссальные и субвулканические интрузивы. Эти же вулкано-тектонические депрессии являются и гидроподводящими структурами, и областью разгрузки магматогенных гидротермальных растворов, средой, вмещающей основное золотосеребряное оруденение. Следовательно, есть все основания рассматривать вулкано-плутонические ассоциации, гидротермальные метасоматиты и оруденение в пределах конкретных вулкано-структур как причинно-обусловленные развитием неглубокозалегающего периферического магматического очага, сопряженно-последовательные по времени образования и совмещенные в пространстве продукты деятельности магматогенно-гидротермальных рудообразующих систем /3/.

В геологической истории формирования магматогенно-гидротермальных систем, как видно из названия, можно выделить магматогенный и гидротермальный этапы их развития.

Формирование вулкано-генных поясов, что следует из обоснованных геофизическими данными представлений о строении земной коры под этими структурами /22/, обусловлено наличием непосредственно под ними неглубокозалегающих периферических магматических очагов, связанных магмовыводящими каналами с поверхностью. Развитие периферических магматических очагов обуславливает формирование вулкано-структур, поверхностным выражением которых является образование сложных, часто кольцевых известково-щелочных эффузивно-интрузивных комплексов, контролирующих золотосеребряное оруденение.

Развитие вулкано-структур можно разделить на вулканический и плутонический этапы. Вулканический отвечает периоду формирования структур оседания и кальдерных комплексов; плутонический - периоду внедрения гранитоидных магм в краевые или же внутренние части депрессий и инверсий кальдер.

Глубинная базальтовая магма при взаимодействии с силикатными породами земной коры под действием трансмагматического флюида трансформируется в водосодержащую андезитовую /12,13/.

При субликвидусных температурах расплава в обстановке высокого окислительного потенциала и натровом характере флюида последний обогащается серебром, хлором и калием. Магмы, обедненные этими компонентами, являются родоначальными для андезитовых покровов, слагающих рудоносные вулкано-структуры. По мере остывания расплавов, снижения окисленности и повышения кислотности флюидная фаза экстрагирует из расплава золото и натрий. Производными этих магм являются плутонические образования диорит-гранодиоритового ряда.

Выплавление из пород земной коры гранитоидных магм происходит под действием обогащенных хлором, серебром и золотом эманаций, отделяющихся от андезитовых расплавов. Эволюция этих магм в периферических очагах осуществляется в геодинамической обстановке, при которой флюид остается в системе, являясь источником золотосеребряных гидротерм.

Таким образом, предпосылками для формирования комплексного золото-

серебряного оруденения являются вулкано-плутонизм, проявляющийся на стадии эволюции андезитовых магм, и благоприятная геодинамическая обстановка, препятствующая дегазации кислых расплавов в периферических очагах.

Разработанная схема магматогенного этапа развития золотосеребряносных вулканоструктур обоснована не только натурными наблюдениями, но и большим петрологическим, петрохимическим, геохимическим материалом. В общем виде она развивает предложенную Д.С. Коржинским [9] и несколько видоизмененную А.А. Меракушевым [16] метаматматическую гипотезу формирования известково-щелочной серии пород и позволяет объяснить многие геологические особенности рудоносных структур.

Гидротермальная деятельность в пределах вулканогенных поясов, отдельных вулканических полей и вулканоструктур проявлена практически повсеместно, сопровождая и завершая каждый из магматических этапов. Наглядным выражением ее является широкое развитие ранней региональной пропилитизации горных пород практически любого состава. В пределах рудоносных структур на ранние пропилиты четко наложены продукты процессов регрессивного околорудного гидротермального метаморфизма. При этом регрессивный характер метаморфизма отчетливо прослеживается как в плане по направлению от внутренних к внешним зонам относительно рудных тел, так и по вертикали, затухая с глубиной.

Как показали исследования, в пределах современных геотермальных систем [17] региональная пропилитизация вызывается преимущественно слабокислыми растворами, насыщенными  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  в широком интервале температур — от 300 до 100°C. Пропилиты формируются на гипабиссальном уровне. По времени образования они соответствуют заключительному этапу формирования вулканоструктур и парагенетически (а, возможно, и генетически) связаны со становлением гранитоидных комплексов.

Образование околорудных метасоматитов происходит вследствие прежде всего направленного изменения кислотности — щелочности гидротермальных растворов, проявляющегося в последовательной смене фаций метасоматитов. Кислотность же исходных растворов всецело зависит от состава и количества отделяющихся летучих и температуры расплавов при их дифференциации в периферических очагах. Это хорошо видно из анализе данных по термальному режиму районов с современной активной вулканической деятельностью. Так, по данным Л.А. Башариной [1], ультракислый характер растворов ранней высокотемпературной (500–800°C) стадии образования конденсатов обусловлен обогащением их кислыми газами  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ . Остывание растворов приводит к уменьшению отношения хлора к сере, к увеличению — хлора к фтору. При температуре 100°C ведущее положение в составе конденсата принадлежит  $\text{CO}_2$ , pH его снижается до 5 и растворы становятся гидрокарбонатными.

Таким образом, прослеживается отчетливая связь между основными физико-химическими параметрами, определяющими состояние магматогенно-гидро-

термальных систем, температурой магматических расплавов, составом их эманаций и кислотностью—щелочностью формирующихся конденсатов. Последующее изменение кислотности—щелочности гидротермальных растворов и фациальное разнообразие метасоматитов зависит прежде всего от исходного состава вмещающих пород. Для рудных полей с преимущественным развитием кислых пород характерны гидротермальные аргиллиты в надрудной зоне; гидротермальные кварциты с глинистыми минералами и адуляризованные карбонат-хлоритовые пропилиты — на более глубоких горизонтах. Для месторождений, приуроченных к породам среднего-основного состава, околорудный метасоматоз выражается преимущественно в образовании низкотемпературных адуляр-карбонат-эпидотовых пропилитов и гидротермальных кварцитов.

Практически одновременно с околорудными метасоматозом происходит рудообразование. При этом необходимо отметить, что золотосеребряная минерализация наиболее интенсивно проявлена в тех вулканоструктурах, которые сложены продуктами известково-щелочного магматизма, причем золото отделяется на поздних этапах эволюции расплавов, при кристаллизации гравитоидов. Об этом свидетельствуют данные изучения корреляционных связей главных петрогенных (K, Ca, Mg), летучих (S, Cl) и рудогенных (Au, Ag, Pb, Fe, Co) элементов в системе расплав-флюид-гидротермальный раствор [13].

Анализируя процессы рудообразования в вулканогенных областях, необходимо иметь в виду, что эрозионный уровень современных месторождений отвечает области разгрузки гидротермальных систем, глубина проявления которой в палеоусловиях была неодинакова для различных вулканоструктур и зависела от конкретной геологической обстановки.

Многочисленные экспериментальные и расчетные данные свидетельствуют о том, что в областях разгрузки гидротермальных систем рудоотложение протекает в нейтральной — слабощелочной обстановке. Это же подтверждается и наблюдениями над процессами рудообразования в областях современной тектоно-магматической активности. По мнению С.И.Набоко [18], близнейтральные растворы формируются в результате выделения из подкоровых магм щелочно-металлического хлоридного флюида, дальнейшая эволюция которого вызывается процессами вскипания и дегазации, смешения с циркулирующими и грунтовыми водами, окисления за счет атмосферного кислорода.

Вопрос об источниках золота и серебра для месторождений вулканогенных поясов решается с большей определенностью, чем для каких-либо иных регионов. Практически все серебро и золото вулканогенных регионов, несомненно, имеют магматогенную природу. Однако, если большая часть серебра явно мантийного происхождения и связана с первичными базальтоидными расплавами [19], то преобладающая часть золота, по-видимому, ассимилирована в ходе переплавления вмещающих пород при формировании периферических магматических очагов. Об этом свидетельствуют обогащенность се-

ребром первичных базальтоидных пород и увеличение относительной роли золота в фациях пород, возникающих в ходе дифференциации расплава при развитии периферического магматического очага, в период, непосредственно предшествующий отделению рудоносных гидротерм /6/.

Вынос серебра и, вероятно, части золота из подкоровых (мантийных) глубин можно объяснить исходя из известной концепции Д.С.Коржинского [8] об инфильтрационных сквозьмагматических растворах. Если в глубинных условиях при высоких температурах и давлениях эти растворы представляют собой неясной структуры и состава рассеянный в расплаве флюид, то на уровне вскипания магмы, которая в зависимости от конкретных условий, вероятно, может осуществляться на различных глубинах, происходит его превращение в надкритические водные растворы, образующие инфильтрационный поток, обогащающийся рудными компонентами по мере продвижения сквозь расплавы.

Чтобы представить себе более полно транспортирующие возможности сквозьмагматических водных растворов, целесообразно остановиться на наиболее важных для геохимии и рудообразования свойствах воды и водных растворов.

Из работ О.Я.Самойлова /20/, А.В.Копелиовича /7/, Г.А.Крестова /14/, П.А.Крыкова /15/, В.В.Дерягина /5/ и многих других известно, что вода аномальна во всех своих физико-химических свойствах.

Из всех жидких веществ вода обладает наиболее высокой скрытой теплотой испарения, теплоемкостью и теплопроводностью. В воде растворяются практически все вещества и в количествах значительно больших, чем в других жидкостях. Из всех неорганических жидкостей вода обладает наиболее высокой степенью диссоциации. Среди одновалентных соединений ( $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $H_2Fe$ ,  $H_2Se$ ) вода обладает самой высокой температурой плавления, хотя имеет наименьший молекулярный вес.

Появление в воде посторонних молекул или ионов существенно отражается на свойствах растворов. Изменяются положение точки кипения, давление пара, электропроводность и т.п. Возникающие в растворах вследствие диссоциации электролитов полярно заряженные частицы экранируются гидратной оболочкой и остаются обособленными несмотря на активное проявление кулоновских сил взаимодействия. Увеличение концентрации солей в растворах понижает степень диссоциации воды. Важным свойством растворов является уменьшение объема растворителя при появлении в воде растворенных ионов (электрострикция).

Отмеченные свойства воды и водных растворов могут быть использованы для мотивированного объяснения многих сложных явлений гидротермального минералообразования. Например, высокая скрытая теплота испарения (фазового перехода) может явиться одной из причин, приводящих к охлаждению растворов и началу кристаллизации руд. Случаи изотермического минералообразования в близповерхностных условиях, по-видимому, в определенной мере связаны со значительной теплоемкостью воды и водных

растворов. Устойчивый тепло- и массоперенос, свойственный водной среде, обеспечивает рассредоточение полезных компонентов в пределах значительных объемов вмещающих пород.

Однако сквозьмагматические водные растворы еще не определяют гидротермальную систему, хотя и являются ее необходимым и важным компонентом. Помимо сквозьмагматических растворов гидротермы вулканогенных областей содержат, и в значительно больших количествах, растворы, возникшие на стадии дифференциации и кристаллизации расплавов периферических магматических очагов, а также нисходящие глубокопроникающие поверхностные воды. Глубина проникновения последних, по-видимому, в силу естественных причин ограничивается тепловым фронтом расплавов периферического очага. Вообще, надо отметить, что глубина зарождения гидротермальной системы на площадях развития вулканоструктур не может быть больше глубины размещения купола периферического магматического очага.

О масштабах отделения воды на различных этапах эволюции периферического магматического очага могут свидетельствовать результаты изучения расплавных включений в минералах вулканоплутонической ассоциации пород одной из наиболее изученных золотосереброносных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [3]. В расплавных включениях в кварце и плагиоклазе из пород ранних высокотемпературных фаз кристаллизации магм (риолиты, риодациты) вода не установлена. Существенное обогащение расплавов водой (до 3,5 вес.%) происходит лишь к моменту кристаллизации поздних относительно низкотемпературных фаз расплавов (субщелочные граниты-лейкограниты и гранит-порфиры). Следовательно, поступление магматогенных растворов в гидротермальную систему в основном происходит в период кристаллизации поздних фаз расплавов магматических очагов и в количествах, достаточных для ее длительного функционирования.

Оценивая степень ассимиляции расплавами металлических компонентов, в том числе и золота, при взаимодействии с вмещающими терригенными породами в условиях гипабиссальных магматических фаций глубинности, небезынтересно остановиться на результатах расчетов, выполненных В.Н. Шарповым и В.С. Голубевым [23] при решении задачи динамики плавления вмещающих пород при кондуктивном массообмене. По их данным процессы ассимиляции вмещающих пород внедренными магмами путем плавления, а тем более растворения весьма ограничены и не превышают нескольких десятков метров даже при времени воздействия магмы в течение 30 тыс. лет.

Незначительны масштабы выноса золота и серебра из вмещающих пород и при воздействии на них гидротермальных растворов. В работах С.М. Набоко [18] отмечается, что золотосеребряное отношение в рудах "отчасти унаследовано от гидротерм и близко к такому в конденсатах магматического газа". В противном случае это отношение не выдерживалось бы.

Из приведенных расчетных и установленных на природных объектах данных, казалось бы, можно сделать вывод, что роль золота и серебра магмато-

Результаты определения абсолютного возраста горных пород и руд золотосеребряносерной вулканооструктуры

№	Порода	Этап формирования	Отношение $A^{40}/K^{40}$	Возраст, млн. лет
1	Андезит	Дорудный	0,00504	83
2	То же	То же	0,00501	83
3	Липарит	То же	0,00482	83
4	Адуляр	Рудный	0,00370	65
5	Базальт	Послерудный	0,00331	55
6	Андезитобазальт	То же	0,00327	56
7	То же	То же	0,00352	52

Примечание. Определение выполнено в СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.

генного происхождения по сравнению с ассимиляционным является ведущей. Однако в приложении к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу следует учесть такой немаловажный фактор, как обогащенность золотом терригенных пород фундамента, нередко превышающую кларк литосферы в 100 раз и более. <sup>ж</sup>

Несложный расчет показывает, что сравнительно небольшое интрузивное тело диаметром в 2 км при переработке 100 м толщи вмещающих пород, содержащих 100 мг/т золота, может ассимилировать порядка 350 т металла. Этого вполне достаточно для того, чтобы большую часть золота, связанного с развитием периферических магматических очагов (судя по масштабам выноса и размерам месторождений), можно было считать ассимиляционного происхождения.

В регионах с низкими содержаниями золота в породах фундамента вулканогенных поясов механизм его накопления может иметь и иную природу, например мантийную.

Гидротермальные процессы завершают и сопровождают магматическую деятельность на всех этапах ее развития. О сопряженности магматической деятельности и гидротермального рудообразования в пределах конкретных вулканооструктур могут свидетельствовать данные определения абсолютного возраста вмещающих пород и руд (таблица).

Приведенная в таблице информация характеризует золотосульфидантимонитовое месторождение золотосеребряной формации, где основное рудоотложение завершает ранний этап магматизма. Это видно из сопоставления значений абсолютного возраста пород.

<sup>ж</sup> Кларк литосферы для золота 4,3 мг/т [2].

Для большинства вулканоструктур раннему магматическому этапу отвечает сурьмяно-ртутное с серебром и небольшим количеством золота и сереброзолотое оруденение; позднему — золотосеребряное с молибденом, вольфрамом, оловом; золоторедкометалльные и золотосеребро-полиметаллическое. Продукты выявленных этапов рудообразования образуют как самостоятельные месторождения, формирование которых происходит в режиме понижения температур и давлений минералообразования, концентраций растворов от ранних стадий к поздним, так и сложные пространственно совмещенные двухэтапные месторождения с четко выраженной инверсией термодинамических параметров минералообразования и специфической так называемой ксеноотермальной минерализацией.

Месторождения, отвечающие вулканическому этапу развития вулканоструктур, сформированы в средне-низкотемпературных условиях (сурьмяно-ртутные с золотом до 200°C; золотосеребряные с полиметаллами до 360°C), в регрессивном режиме преимущественно из гидрокарбонатных растворов<sup>Ж</sup> с высокими концентрациями калия.

С плутоническим этапом связано формирование главным образом высокотемпературных месторождений золоторедкометалльной формации (золототетрадимит-висмутовых, золотокобальтиновых до 650°C). Минералообразование протекало также в регрессивном режиме, но преимущественно из хлоридно-натровых растворов. Двухэтапные вулканогенно-плутоногенные месторождения (золотоаргентитовые, сереброаргентитовые, золотопиритовые месторождения золотосеребряной формации) преимущественно высокотемпературные (до 400–450°C), сформированы в инверсионном режиме. Инверсионность выражается в резком повышении температуры гидротермального минералообразования на стадиях, отвечающих плутоническому этапу формирования месторождений. Температурный порог при этом может достигать 200–250°. Состав гидротермальных растворов для таких месторождений сложен и непостоянен. В сопоставимых количествах встречаются гидрокарбонаты, сульфаты<sup>ЖЖ</sup>, хлориды, а также натрий. Проявляются несвойственные ранним стадиям высокотемпературные минеральные ассоциации: родонит-родохрозитовая, гельвин-гранатовая, призматического кварца и др.

Явление повторного высокотемпературного минералообразования носит название реювиниации. Гидротермальная реювиниация ранее уже отмечалась В.Н.Котляром [ II ] и В.И.Смирновым [ 2I ], но связывалась с тектономагматической активизацией региона после длительного перерыва. Для вулканогенных же областей все фазы и этапы магматической и гидротермальной деятельности взаимосвязаны и причинно обусловлены развитием единого прерывисто-непрерывного процесса вулканоплутонизма. И, следовательно, магматическая активизация и повторное высокотемпературное гидро-

<sup>Ж</sup> По данным анализе водных вытяжек.

<sup>ЖЖ</sup> Появление сульфатов, по-видимому, связано с окислением сульфид-иона растворов газовой-водных включений в минералах при их вскрытии.

термальное минералообразование представляют собой звенья общей, в целом непрерывной цепи геологических событий.

Исходя из изложенного, можно сделать следующий важный вывод. Рудообразующие процессы, по крайней мере, для золотосеребряных месторождений вулканогенных поясов обнаруживают устойчивые генетические связи с вулканоплутоническими процессами в ходе развития магматогенно-гидротермальных систем. При этом устанавливается зависимость оруденения от исходного состава глубинных магм и связь его не с конкретным петрохимическим типом пород (гранитоиды, липариты, дациты и т.д.) или их фациальной разновидностью (типабиссальные и субвулканические интрузии, вулканыты), а в целом с эволюцией магматизма в структурах.

#### Л и т е р а т у р а

1. Башарина Л.А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов. Тр. лаборатории вулканологии. Вып. 19. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с.69-80.
2. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.-Геохимия, 1962, № 7.
3. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983, с.240.
4. Гончаров В.И., Ворцелнев В.В., Альшевский А.В. Вода во включениях расплавов в кварце магматических горных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.- Геохимия, 1983, № 8, с.1208-1211.
5. Исследование теплового расширения структурной воды в кварцевых капиллярах / Дерягин Б.В., Ершова И.Г., Железный Б.А., Чураев Н.В. - ДАН СССР, 1966, 170, № 4, с.876.
6. Константинов М.М., Кондратенко А.К., Косовец Т.Н. Геохимические соотношения золота и серебра в вулканических породах.- В кн.: Геохимическая модель земной коры в верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. Метер. XIV Тихоок. научн. Конгресса. М., 1979, с.23-24.
7. Копелиович А.В. О структурном давлении водных растворов электролитов.- Журн. структур. химии, 2, № 3, 1961, с.279.
8. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.- В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с.220-231.
9. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы.- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с.3-6.
10. Коробицын А.В. Особенности распределения кларковых содержаний золота в верхнепалеозойских отложениях верхоянского терригенного комплекса.- В кн.: Золоторудные формации и геохимия Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975.

11. Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.-В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с.491-544.
12. Котляр И.Н. Петролого-геохимические аспекты связи золотосеребряного оруденения с вулканизмом.-В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. Тбилиси:Мецниере-ба, 1980, с.153-154.
13. Котляр И.Н. Петрологические критерии выявления магматогенно-рудных систем вулканогенных поясов.- В кн.:Петрология литосферы и рудоносность. Л.,1981, с.300-301.
14. Крестов Г.А. Термодинамическая характеристика структурных изменений воды, связанных с гидратацией ионов. - Журн.структур.химии, 1962,3, № 2, с.137.
15. Крюков П.А. Некоторые вопросы исследования горных растворов.- В кн.: Химия земной коры.Т.2.М.:Наука,1964, с.456.
16. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука,1979, с.262.
17. Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.- В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма.М.: Изд-во АН СССР, 1961, с.12-34.
18. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
19. Основные закономерности распределения серебра в породах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса / Котляр И.Н., Колесниченко И.П., Найбородин В.И., Павлов П.П.- В кн.: Геохимическая модель земной коры в верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. Матер. XIV.Тихоок. Научн. Конгресса. М.: 1979, с.24-26.
20. Самойлов О.Я. К теории высаливания из водных растворов. I общие вопросы.- Журн.структур.химии,1966, 7, № 1, с. 15.
21. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976, с.688.
22. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. Изв. АН СССР. Сер. геол.,1976, № 5.
23. Шарпов В.Н., Годубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск:Наука,1976.237 с.

## СУЩЕСТВУЮТ ЛИ "КОРНИ" ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ?

А.А.Сидоров, Ю.И.Новожилов

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, СССР

В американской и западно-европейской геологической литературе, равно как и в отечественной, давно укоренилось мнение, основанное на огромном количестве чисто эмпирических фактов о том, что вулканогенные или эпитермальные месторождения не переходят с глубиной в мезотермальные или плутоногенные. В частности, Г. Шнейдерхен вполне определенно указывает на то, что "субвулканические золотые и золотосеребряные месторождения образуют отдельную группу и имеют свои особые корни в субвулканических изверженных телах. Переходов к плутоническим месторождениям не наблюдается", и далее он уточняет: "вне изверженных пород золотосеребряные руды обычно отсутствуют, но жилы со свинцовосеребряно-цинковыми или медными рудами продолжают дальше" /9/. Вместе с тем большинство исследователей неоднократно приводило аргументированные доказательства в пользу глубинного (подкорового) характера рудогенерирующих источников золотосеребряных месторождений /3,6,8/. При этом подразумевалось, что глубинный флюид не оставил никаких следов на своем пути от нижнекоровых до приповерхностных зон, хотя и признавались длительность развития вулканогенно-плутоногенных гидротермально-флюидных систем и высокие концентрации золота и серебра в рудоносном флюиде, формировавшем бонанцевые месторождения.

Металлогенический анализ тихоокеанских вулканогенных поясов и сопряженных с ними перивулканических зон показывает, что эпитермальные рудоносные жилы обычно образуются непосредственно после становления кальдерообразных структур, а нередко, по-видимому, и одновременно с ними. Перивулканические зоны представляют собой сложные по строению области тектоно-магматической активизации, пространственно и хронологически тесно сопряженные с формированием вулканогенных поясов. Следы активизации в этих зонах, развивавшихся на гетерогенных складчатых и складчато-глыбовых структурах геосинклинального основания поясов, выражаются в появлении крупных асимметричных мегасводов /4/, в развитии локальных вулкано-тектонических структур как положительного, так и отрицательного знака (интрузивных и безинтрузивных куполов, вулкано-тектонических депрессий, просядок и остатков размытых вулканических покровов) в большой насыщенности дайковыми, субвулканическими и эксплозивными телами, эпизональными массивами гранитоидов, в проявлении сложной разрывной тектоники и интенсивного прогрессивного и особенно регрессивного метаморфизма. В пределах зон региональная линейная складчатость геосинклинальных отложений сменяется прерывистой, брахиформной, при этом появляются новые направления пликтивных структур, генетически связанных с разрывными нарушениями. Формирующиеся синхронно с

магнетизмом очаговые структуры сопровождаются разнообразной гидротермальной минерализацией.

С внедрением гранитоидных (монзонитоидных) интрузий в перивулканические зоны и периферические зоны вулканогенных поясов наряду с эпитермальными жилами получают широкое развитие вулканогенно-плутогенные месторождения медно-побитровых, оловосеребряных полиметаллических, а также вкрапленных золотосульфидных руд. По-видимому, эти типы оруденения формировались в связи с одновременно существовавшими и последовательно подновлявшимися глубинными и промежуточными очагами. На это, в частности, указывает тесная пространственная и временная связь близповерхностных оловосеребряных жильных месторождений и более глубинных проявлений вкрапленных сульфидных и золотосульфидных руд.

Вкрапленные золотосульфидные руды наиболее широко развиты в терригенных и терригенно-карбонатных толщах мезогеосинклиналей; реже они отмечаются среди эвгеосинклинальных отложений. Месторождения этого типа известны в различных по возрасту провинциях — от протерозойских до кайнозойских, — приурочиваясь к тектоническим окнам, ступенчато-поднятым блокам, различным очаговым структурам в узлах пересечений глубинных разломов. Вкрапленные золотосульфидные руды обычно сосредотачиваются в зонах дислоцированных пород (кливаж, сланцеватость) или в субпластовых залежах и характеризуются равномерным распределением золота, слабой сереброносностью ( $Аи/Аg$ ; отношение обычно больше 3) и значительным размахом по вертикали.

Пирит-арсенопиритовая ассоциация является главной продуктивной ассоциацией. Золото в виде субмикроскопических частиц размером в сотые и десятые доли микрона образует тонкодисперсные включения в мышьяковистом пирите и арсенопирите. Руды часто сопровождаются прожилками и жилками кварца с антимонитом (иногда с золотом), самородным мышьяком, киноварью, реальгаром и др. Эта минерализация обычно завершает процесс рудообразования. Изменчивые по составу допродуктивные ассоциации с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, галенитом, висмутовыми минералами и др. отражают региональную специализацию района и, как правило, относятся к более ранним этапам оруденения. Весьма примечательно, что руды, локализованные в различных по возрасту провинциях, при значительных вариациях составе ранних и поздних минеральных ассоциаций сохраняют основной формационный признак — концентрацию подавляющего количества золота в виде тонкодиспергированных частиц в мышьяковистом пирите и (или) арсенопирите продуктивного минерального комплекса.

По данным Д. Хаусена и П. Керра [7], относящиеся к этому типу месторождение Карлин во временном и регионально-структурном отношении тесно ассоциирует с эпитермальными (вулканогенными в нашем понимании) оловосеребряными и сурьмяно-ртутными месторождениями Бассейнов и Хребтов (Невада, Юта, США). Обращалось также внимание на признаки генетического родства месторождений Карлин и Гетчел с термальными источниками

Стимбот-Спрингс, характеризующимися современным рудоотложением в пределах вулканической провинции [10]. Реконструкция геологического разреза на момент рудообразования позволила Р.Робертсу с соавторами определить глубину формирования этого месторождения приблизительно в 600 м от палеоповерхности [13].

А.Радтке и Б.Шейнер [12] первоначально полагали, что золотоносность тонковкрапленных руд месторождения Карлин обусловлена преимущественным развитием золотоорганических соединений. Однако последующие исследования Д.Уэлса и Т.Маленса [14] убедительно показали, что основная масса золота в первичных (неокисленных) рудах Карлина и родственного ему месторождения Кортес имеет тонкодисперсный характер и заключена в сульфиде: мышьяковистом пирите и арсенопирите. Иными словами, руды типа Карлин принципиально не отличаются от давно известных золотосульфидных проявлений вкрапленных руд Восточной Азии, Казахстана, Средней Азии и Восточной Сибири.

При изучении различных месторождений и проявлений вкрапленных золотосульфидных руд отмечаются элементы своеобразной дифференциации золотой и серебряной минерализации: серебряные и серебросодержащие минералы преимущественно локализируются в прожилковых и жильных образованиях, роль которых в объеме вкрапленных руд обычно незначительна. В рудных полях восточно-азиатских вулканогенных поясов и североамериканской Провинции бассейнов и хребтов залежи вкрапленных золотосульфидных руд сопровождаются жилами и зонами брекчий с золотосеребряной или существенно серебряной минерализацией [5, 11]. Контроль оруденения осуществляется сложным сочетанием проявлений криптовулканизма, субвулканических интрузий и дайковых комплексов контрастного состава (гранит-порфиры, андезитобазальты, лампрофиры), а также купольными структурами с элементами складчатых дислокаций. Нередко эти структуры фиксируются и как термальные антиклинали, что свидетельствует о формировании их в условиях устойчивых тепловых потоков, обусловивших повышенную пластичность терригенных и терригенно-карбонатных толщ и последующее развитие в них динамометаморфизма и ряда признаков тектоно-магматической активизации. Рудные тела имеют форму линейных зон или сложных полого- или крутопадающих, нередко субпластовых залежей, представленных расщепленными и трещиноватыми метасоматически измененными породами с тонкой сульфидной вкрапленностью. Менее рудоносные и практически безрудные брекчиевые образования, а также жилы выполнения залегают в песчаниках, дайках, интрузивах и других породах, менее подверженных пластическим деформациям. Оруденение вкрапленного типа распространяется на глубину до 1000 м и более, тогда как жильные и брекчиевые образования выклиниваются в пределах первых сотен метров. Для локализации оруденения в общем случае благоприятно близосглазное с напластованным расположением рудовмещающих структур: зон расщепления, прираз-

ломного будинажу, милонитизации, а также осей мелких складок и двек различного состава.

А.А.Сидоров и др. [5] объединяют проявления вкрапленных золотосульфидных руд в пределах восточно-азиатских вулканогенных поясов и их перивулканических зон в отдельную рудную формацию, образующую совместно с золотосеребряными и другими вулканогенными формациями единый генетический ряд. Связь проявлений золотосульфидных вкрапленных руд с месторождениями золотосеребряной формации определяется одновременно сформированием, однотипностью субвулканических тел, рудоконтролирующих структур и гидротермальных метасоматитов, близостью состава допродуктивных и послепродуктивных минеральных ассоциаций.

Выше уже отмечалось, что в золотосульфидных вкрапленных рудах разных провинций наряду с устойчивостью свойств основной продуктивной ассоциации постоянно меняется состав послепродуктивных ассоциаций. Эта особенность, указывающая на различные глубинные уровни формирования оруденения, подтверждается также соответствующей изменчивостью геохимии и петрохимии околорудных метасоматитов, образующих ряд от березитов до аргиллизитов.

Жильная и прожилковая минерализация близповерхностных фаций золотосульфидного оруденения сходна по составу с минерализацией жил золотосеребряных месторождений, приуроченных нередко к одним и тем же рудоконтролирующим структурам. Термобарогеохимические исследования кварца из зон вкрапленных руд показали, что рудоотложение протекало при достаточно высоких температурах (320–100 °C) и давлениях (800–170 атм). Подобные PТ-условия и концентрации рудообразующих растворов (до 15%) характерны для самых нижних корневых частей вулканогенных месторождений золотосеребряных формаций [2].

На основании изложенного можно предположить, что залежи тонковкрапленных золотосульфидных руд, имеющих весьма значительную протяженность на глубину, фиксируют пути движения глубинного рудоносного флюида через терригенные или терригенно-карбонатные толщи к месту его разгрузки в зоне приповерхностной трещиноватости.

В этой приповерхностной зоне происходит интенсивное эпитемальное жилобразование. Формирование жильных золотосеребряных проявлений представляется значительно более кратковременным процессом, чем развитие руд в транзитной зоне среди терригенных и терригенно-карбонатных толщ, фильтрующих глубинный рудоносный флюид.

Следует заметить, что рудноформационное родство между золотосеребряными и золотосульфидными вкрапленными месторождениями может показаться проблематичным из-за низкой серебрести вкрапленных руд. Однако эта особенность связана, по всей вероятности, с различными кристаллохимическими [1] и другими физико-химическими свойствами золота и серебра. По крайней мере, эмпирически считается давно установ-

ленным, что гипабиссальные условия рудоотложения характеризуются, как правило, высокой дифференциацией золота и серебра.

Таким образом, по нашим представлениям залежи тонковкрапленных золотосульфидных руд не только входят в один рудноформационный ряд с золотосеребряными месторождениями, но и могут рассматриваться в качестве "корневых" образований по отношению к рудным полям эпitherмальной минерализации.

#### Л и т е р а т у р а

1. Амосов Р.А., Берман Ю.С., Плешаков А.П. Приближенная оценка коэффициента распределения серебра между кристаллами самородного золота и гидротермальными растворами. - ДАН СССР, 1980, т.250, № 4.
2. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогехимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979.
3. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.; Л.: ОНТИ, 1934-1935.
4. Умитбаев Р.В., Садовский П.И., Сидоров А.А., Смирнов В.Н. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области - Сов. геология, 1981, № 9.
5. О рудных формациях перивулканических зон Тихоокеанских континентальных вулканогенных поясов / Сидоров А.А., Еремин Р.А., Найборodin В.И., Василенко В.П., Андреев В.С. - ДАН СССР, 1978, 238, № 6.
6. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., 1964.
7. Хаусен Д.И., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлингтон штат Невада. - В кн.: Рудные месторождения США. Т.2. М.: Мир, 1973, с.6.
8. Шило Н.А., Сидоров А.А. Минералогические и генетические особенности золоторудных месторождений. - В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магдэв, 1978.
9. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1958.
10. Joralemon P. The occurrence of gold at the Gatchell Mine, Nevada. - Econ.Geol., vol.46, 1951.
11. Guidebook to mineral deposits of southwestern Utah, Snowbird, Utah, USA, 1978.
12. Radtke A.S., Scheiner B.J. Studies of hydrothermal gold deposition; Carlin gold deposit, Nevada. The role of carbonaceous materials in gold deposition. - Econ.Geol., vol.65, 1970.
13. Gold-bearing deposits in north-central Nevada and Southwestern Idaho / Roberts R.S., Radtke A.S., Crats R.R., Silbermen M.L., McKee E.H. - Econ.Geol., vol. 66, 1971.
14. Wells J., Mullens E. Gold-bearing arsenian pyrite determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold Mines, Nevada. - Econ. Geol., vol.68, 1973.

## ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ УКРАИНСКОГО ШИТА

Л.С.Галецкий, А.И.Зарицкий, В.Б. Черницын

Министерство геологии УССР, г. Киев, СССР

Украинский щит (УЩ) отвечает крупному геоструктурному элементу Восточно-Европейской платформы, испытывавшему геосинклинальные и платформенные условия развития на протяжении длительного времени (архей-кайнозой). Возможность проследить условия формирования месторождений этого региона в огромном диапазоне времени (более 3 млрд. лет) позволяет выяснить характер изменений источников, путей миграции и факторов локализации рудного вещества на разных стадиях развития земной коры.

Украинский щит отличается разнообразием металлогении: здесь наряду с характерными для докембрийских областей месторождениями железа, марганца, титана, никеля, меди, хромита, графита, пиррофиллита, силлиманита широко распространено оруденение редких металлов, олова, вольфрама, молибдена, апатита, флюорита. Эти особенности обусловлены многообразием геологоструктурных обстановок и тектонических режимов рудообразования: про- и протгеосинклинальных, орогенных, платформенных, активизации и рифтогенеза.

В докембрийской истории формирования региона, отвечающей периоду в 3500-600 млн. лет, выделяются три основных этапа: архейский-про- и протгеосинклинальный; раннепротерозойский-геосинклинальный; позднепротерозойский-платформенный с периодами активизации.

Архейская металлогеническая эпоха характеризуется особым пангеосинклинальным режимом в условиях начала формирования земной коры. Лишь в позднем архее начинается обособление линейных синклинальных структур, впадин (Белощерковская, Днепропетровская области), заложение зон глубоких разломов (Тетеровской, Хмельникской, Кировско-Кочеровской, Первомайско-Вознесенской), обусловивших первично-блоковое расчленение земной коры. Происходят складчатые движения, сопровождающиеся интенсивным метаморфическим преобразованием пород. Архейская эпоха характеризуется накоплением огромных масс железа в осадочно-вулканогенных образованиях, а также формированием углеродсодержащих и высокоглиноземистых толщ в древних геосинклиналях. Благоприятной предпосылкой для этого было широкое распространение основных и ультраосновных пород, свойственных ранним стадиям формирования земной коры. Это обусловило формирование в раннем архее месторождений железа, графита, силлиманита, граната осадочно-метаморфического типа в связи со стратифицированными кремнисто-железистой и углеродисто-кремнистой формациями.

В позднем архее оруденение становится более разнообразным: наряду с пластовыми месторождениями железа кремнисто-железистой формации появляются магматические месторождения хромитов в гипербазитах, син- и эпигенетическое медно-никелевое оруденение вкрапленного и штокверкового типов в связи с габбро-перидотитами, медно-молибденовое оруде-

нение прожилково-вкрапленного типа в контрастных спилит-кератофировых вулканитах.

Таким образом, в архее в условиях зарождения земной коры источники рудного вещества располагались непосредственно в пределах материнских формаций на небольшой глубине, протяженность путей миграции рудного вещества к месту образования месторождений была незначительна.

Раннепротерозойская эпоха отличается большей дифференцированностью структурно-формационных зон преимущественно субмеридионального и северо-западного направлений и их локализацией. Возникают подвижные зоны, состоящие из разного рода прогибов (Криворожско-Кременчугская, Ингуло-Ингулецкая, Кировско-Кочеровская и др.), в которых развиваются дифференцированные образования геосинклинального и орогенного этапов. В низах протерозойских разрезов залегают вулканические формации андезит-лапаритового типа, выше располагаются флишoidные и молассoidные формации. В орогенный этап происходят инверсия геосинклинальных областей, складкообразование, метаморфизм и мощная гранитизация вулканогенно-осадочных пород. При этом происходит активное наращивание континентальной земной коры (до 60–62 км) в пределах основных геосинклинальных зон-трогов (Криворожско-Кременчугской, Белоцерковско-Одесской). В них же происходит грандиозная концентрация железа в джеспилитовой формации с образованием крупнейших месторождений железистых кварцитов и богатых железных руд пластового осадочно-метаморфизированного и метаморфического типов. В связи с орогенными  $ma-K$  и  $K$  гранитами широкое развитие получают слюдясто-керамические и редкометалльные пегматиты, развивающиеся в пределах линейных трогов (Сорокинская зона), экзо- и эндоконтактов массивов субщелочных гранитов (Новоград-Вольняское, Коростышевское поля). В позднеорогенный и протозактивационный этапы широкое распространение получают щелочные метасоматиты (альбититы), образующие серии жилоподобных тел в пределах линейных зон тектоно-метасоматической активизации.

Характерными чертами раннепротерозойской эпохи явились появление индивидуализированных блоков и разделяющих их шовных зон, разнообразие рудных формаций (наряду с пластовыми, метаморфизованными и жильные пегматитовые, метасоматические), преимущественно внутрикоровые источники рудного вещества.

Позднепротерозойская эпоха характеризуется платформенным режимом с периодами активизации. Ведущим типом тектонических деформаций в этот период явились расколы фундамента и глыбово-блоковые подвижки, связанные с процессами активизации консолидированных структур. Начальная стадия этого этапа (субплатформенная) характеризовалась режимом относительно подвижной платформы с неравномерной и неодновременной стабилизацией отдельных блоков и развитием более активных зон и областей. Так, в северо-западной части щита в это время формируется крупная Осницкая подвижная зона северо-восточного простирания, сложенная мощными осадоч-

чно-вулканическими теллами базальт-андезит-диаритового ряда и гибридно-интрузивными образованиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации. В пределах срединных массивов (блоков) происходило формирование крупных очаговых структур - Коростанского, Корсунь-Новомиргородского плутонов, представленных специфическими формациями анортозитов и гранитов рапакиви.

Во вторую стадию устойчивой платформы наиболее интенсивно проявились процессы рифтогенеза, тектоно-магматической и тектоно-метасоматической активизации. В линейных тектонических зонах образуются субщелочные и щелочные породы формаций: ультраосновной щелочной, нефелиновых и щелочных сиенитов, гранитоидной щелочной. Возникают характерные для этого времени редкометалльные щелочные метасоматиты. Формируются структуры типа наложенных впадин (Обвучская), выполненных неметаморфизованными вулканогенно-терригенными образованиями. Характерен дайковый комплекс пестрого состава.

В позднепротерозойскую эпоху возникает специфические рудоносные формации: габбро-анортозитовая, рапакиви, гранитоидная щелочная, нефелиновых сиенитов, ультраосновная щелочная. Чрезвычайно широкое развитие получают метасоматические образования, включая их региональные и локальные фации. Для этой эпохи характерны апатит-ильменитовое оруденение в габбро-анортозитах, камерные пегматиты среди гранитов рапакиви, редкометалльное оруденение в метасоматитах (преимущественно щелочных), а также флюорит, дистен, пирофиллит. С процессами активизации связано формирование характерных типов рудоносных структур: очаговых, линейных тектонических зон, горстов и наложенных впадин.

Таким образом, позднепротерозойская эпоха отличается развитием линейных и очаговых рудоносных структур в основном глубинного типа, увеличением глубин источников рудного вещества (коромантийных) и их удалением от мест концентрации, глубокой дифференциацией рудного вещества и формированием жильного, прожилково-вкрапленного, штокверкового оруденения магматического и метасоматического типов.

Рифей-вендская (байкальская) эпоха отвечает периоду стабилизации кристаллического основания щита и формирования осадочного покрова прежде всего на склонах щита. Происходит обособление Украинского щита в пределах Восточно-Европейской платформы, формирование окружающих его впадин рифтогенного типа (Днепро-Донецкая, Припятский прогиб) и осадочного чехла. В моменты активизации в зонах глубинных разломов, особенно в краевых и пограничных участках щита с окружающими его впадинами (Подольская, Южно-Донбасская зоны и др.), происходят формирование трапповых и фойдитовых формаций, внедрение дзек.

К породам трапповой формации приурочено прожилково-вкрапленное медное оруденение. В терригенных субконтинентальных образованиях развито стратиформное и эпигенетическое вкрапленное и прожилково-жильное оруденение свинца и цинка, флюорита и барита (Подольская зона). С прибре-

жно-морскими терригенными отложениями балтийской и валдайской серий связаны фосфориты.

Следовательно, в эту эпоху возникают условия для формирования как удаленных от первоисточников телетермальных рудных формаций, так и стратиформного, а также экзогенного оруденения.

С ордовика начинается новый этап тектонического и металлогенического развития региона, который характеризуется особыми чертами рудообразования, отличающимися от таковых в архейскую и протерозойскую эпохи. К этому времени большая часть территории Украины представляла собой единый Сарматский щит с субмеридиональной ориентировкой основных рудоконтролирующих структур. В раннем и среднем палеозое на щите проявляются деструктивные процессы, при которых возникают или подновляются расколы земной коры северо-западного и север-северо-западного простирания, субпараллельные прилегающему интервалу Средиземноморского подвижного пояса. Примерами таких структур являются глубинные разломы, ограничивающие формировавшийся в девонскую эпоху грабен Доно-Днепровского прогиба, Подольская зона в юго-западной части УЩ и др. Судя по геофизическим данным, а также учитывая спилитодиабазовый характер магматизма в зоне разломов Доно-Днепровского прогиба и ультраосновные породы южного ограничения Донбасса, эти разломы проникали в верхнюю мантию. Они явились основными рудоконтролирующими структурами для палеозойских месторождений.

В палеозойскую эпоху на территории УЩ и его обрамления сформировались месторождения и рудопроявления свинца, цинка, ртути, меди, флюорита, молибдена, мышьяка и некоторых других металлов, что показывает коренное изменение набора типоморфных элементов по сравнению с протерозоем.

Наиболее древними для палеозойского этапа металлогенического развития являются свинцово-цинковые, флюорит-полиметаллические иногда с кинноварью рудопроявления, образующие зону север-северо-западного простирания у юго-западной кромки УЩ. Характер вещества, слэгающего рудные жилы, вкрапленность и околорудно измененные породы указывают на то, что процессы его образования были низкотемпературными.

Предполагается, что металлогенез рифейского, вендского и нижнепалеозойского времени происходил в условиях платформы, возможно, в окраинной ее части.

Несколько позже, в среднем и верхнем девоне, представленном в Доно-Днепровской впадине вулканитами основного состава и осадочными породами, формируются медные месторождения колчеданного типа, скрытые на глубине. Зона этих рудных образований протягивается вдоль грабена Доно-Днепровского авлакогена. В девонских осадках встречены образования типа медистых песчаников.

В позднем карбоне и перми, захватывая и начало мезозойской эры, сформировались свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления в Нагольном крае, по северному и южному ограничению Донбасса, а также ртут-

ные месторождения в Центральном Донбассе. Находки ртутной, сурьмяной и свинцово-цинковой минерализации сделаны и в брахиструктурах Днепро-во-Донецкой впадины. Указанные месторождения являются типичными телетермальными образованиями, не обнаруживающими связи с магматическими породами и приуроченными к зоне глубинных разломов. Таким разломом для Никитовского, Константиновского, Веровского, Нагольчанского месторождений является Центральный разлом, уходящий в фундамент Днепро-во-Донецкой впадины. В качестве рудо локализирующих структур выступают здесь надразломные антиклинали и более мелкие брахискладки.

В строении поверхностей земной коры и мантии в этой зоне также наблюдаются аномалии в виде антиклинальной приподнятости поверхности Мохо, вытягивающейся по оси авлакогена.

Металлогенетически активными оказались в среднем-позднем палеозое и структуры, ограничивающие Доно-Днепровский авлакоген с севера и юга. На поверхности они выражены как разломами, так и сериями складок, на глубине здесь предполагается серия ступенчатых сбросов. В этих зонах известны рудопоявления ртути, свинца, цинка, флюорита. Пространственно они ассоциируются с комплексами ультраосновных, габброидных и щелочных пород. Здесь же распространены породы пермского возраста, относимые к габбро-монцитит-сиенитовой формации, и андезит-трахизандезитовая раннетриасовая формация.

Для территории УЩ (и его обрамления), вступившей в палеозойский этап развития как полностью консолидированная область, были характерны:

тектонно-магматическая активизация с возникновением структур среднеземноморского направления;

изменение состава типоморфных металлов; ими стали свинец, цинк, ртуть, медь, в ряде случаев ассоциировавшиеся с фтором; их месторождения не обнаруживают связи с магматизмом;

толщи верхней части земной коры не претерпели существенных физико-химических изменений, как источник рудного вещества они выступали в пассивной роли, давая материал для россыпей или осадочных месторождений;

рудоконтролирующими явились протяженные глубинные структуры северо-западного простирания;

источник металлов для большинства из месторождений оказался "заглублен" в нижние зоны земной коры и, возможно, в мантию.

Рассматривая эволюцию рудообразующих систем УЩ и его обрамления в целом, можно считать главными ее факторами направленное развитие земной коры - наращивание мощности (до 40-60 км), развитие гранитного и осадочного слоя, стабилизацию и дифференциацию блоков. Направленный процесс одновременно носил и элементы цикличности с проявлением активизации. С эрхей по неоген усложнялся набор формирующихся месторождений, увеличивались глубины источников металлов, ярче выражались линейность и локальность рудоконтролирующих структур. Так, в эрхейскую эпоху в условиях малых мощностей земной коры, палеосинклинальных систем не-

линейного типа, ультрабазитового и базитового магматизма в осадочно-вулканогенных формациях накапливались железо, ванадий, марганец, медь, никель, хром.

В раннепротерозойскую эпоху возникают дифференцированные структурно-формационные зоны, в которых происходит концентрация железных и графитовых руд, никеля, титана, фосфора.

В позднепротерозойскую эпоху при консолидации земной коры рудообразование происходит в условиях глыбово-блоковых движений, появления линейных и очаговых структур рифтогенеза и активизации.

В фанерозое при активизации линейных зон и разломов, проникающих в мантию, формируются месторождения меди, свинца, цинка, ртути, флюорита.

В этом же направлении происходит изменение характера рудообразующих систем: от региональных нечетких, обуславливающих неконцентрированное накопление рудного вещества, до локальных относительно замкнутых рудоконцентрирующих. Увеличиваются протяженность рудообразующих систем по вертикали и удаленность месторождений от первоисточников рудного вещества. В ранних эпохах возникают месторождения элементов, для рудных скоплений которых требуется небольшое увеличение концентрации по сравнению с фоновыми значениями (Fe, Mn, Ti, Al), а в поздних — редких элементов, для концентрации которых необходимы более сложные длительные и многоэтапные пути дифференциации вещества. Изменяются и ведущие генетические типы рудных образований: от вулканогенно-осадочных, метаморфических, магматических до метасоматических и гидротермально-жильных. В этой же последовательности возрастает степень дифференцированности рудных формаций, разнообразие качественного и количественного состава рудных минералов (от одиночных минералов Fe, Ti, Cr, Mn, Al, C до многих десятков минеральных видов, содержащих редкие и летучие элементы), степень концентрации рудного вещества.

Особое значение имеет появление структур областей и зон активизации. В обстановке таких структур возникают относительно замкнутые локальные рудоносные системы, наиболее благоприятные для развития интенсивного и дифференцированного рудообразования. Ведущая роль принадлежит очаговым структурам и глубинным разломам. Они обуславливают глыбово-блоковые подвижки земной коры, повышенную метаморфическую и магматическую активность, поступление по сквозным каналам ювенильного вещества, прежде всего щелочей, летучих и рудных компонентов.

Глыбово-блоковые структуры областей активизации являются чрезвычайно долгоживущими (более миллиарда лет). Очаговые структуры, сквозные и поперечные тектонические зоны глубинного заложения оказывают воздействие на образование верхних горизонтов земной коры различных этапов развития. Такая обстановка обеспечивает стабильность рудообразующих систем, длительность и полноту развития рудообразующих процессов, глубокую дифференциацию вещества с неоднократными мобилизацией, перераспределением и концентрацией рудных компонентов.

LOW TEMPERATURE MOLYBDENUM ACCUMULATIONS IN THE BOHEMIAN  
CRETACEOUS BASIN (CZECHOSLOVAKIA)

J. Pokorný

Geological Survey, Prague, Czechoslovakia

Introduction

Numerous geochemical anomalies of molybdenum have been found in sedimentary rocks of the Bohemian Cretaceous Basin. Investigated rock samples were taken mostly from the cores of deep drill holes situated for structural or hydrogeological studies. Geochemical anomalies contrasting more or less with the molybdenum content of the geological environment have not yet been studied mineralogically in detail. They originated epigenetically from underground circulating waters bringing molybdenum from exposed surrounding or hidden underlying crystalline rocks.

Geochemistry of Molybdenum in Cretaceous Rocks

The distribution of molybdenum within the unmineralized Cretaceous sediments has been studied by Čadková [3] and obtained main results are summarized in Table 1. The concentration range is 1 - 8 ppm Mo, i.e. higher than the molybdenum abundances in the Earth crust [19]. The highest values have been found in clastic rocks of the fresh - water and brackish Cenomanian (5 - 8 ppm). Taking into account the average Mo concentrations in sandstones of 0.2 ppm [20], the coefficients of concentration reach the values 25 - 40.

Samples of unweathered rocks taken from drill cores [13] showed elevated concentrations of Mo in 222 samples from the total amount of 1081 samples. The greater part of the studied samples were represented by sandstones and pelitic rocks containing black coal matter and associated pyrite. The highest value of 202 ppm Mo showed a sample of coal claystone containing pyrite. The rocks belongs stratigraphically to the fresh - water Cenomanian as well as Lower and Middle Turonian.

Very remarkable anomalous concentration of molybdenum has been discovered in the area of uranium - zirconium ore deposits. A close correlation between U and Mo does not exist here, but analyses so far made give reasons for systematic studies of molybdenum distribution within this area. Uranium oxides from the locality contained 10,000 to 30,000 ppm Mo and two other ore samples from another locality 165 and 1025 ppm Mo.

Molybdenum in Underground and Mineral Waters

Zýka [21] analysed 233 samples of evaporation residues of mineral waters by qualitative spectrochemical analysis, with detection limit of 10 ppm. From the total number of 19 localities of mineral waters containing molybdenum more than one half belong to the area of the

Table 1

Average molybdenum contents in the sediments of the Bohemian Cretaceous Basin (from Čadková 1978)

Lithostratigraphic unit	Rock type	ppm Mo	K
Fresh-water and brackish Cenomanian	conglomerates	8	5,3
	sandstones	5	3,3
	pelitic rocks	6	4,0
Marine Cenomanian	sandstones	3	2,0
Turonian - Coniacian	sandstones	3	2,0
	siltstones	< 1	< 0,7
	marlstones	2	1,3

K = coefficient of concentration (average Mo content in rock divided by the average Mo content in the Earth crust by Taylor 1964)

Bohemian Cretaceous Basin. On the basis of that the author delineated a "molybdenum province" in the eastern part of the Basin.

Several mineral waters have been analysed quantitatively and the ranges of Mo concentrations in water samples were 0.45 - 75.00 mg l<sup>-1</sup> Mo [11, 6, 10, 7].

Extremely high molybdenum contents have been found in pit waters from the uranium deposit near Hamr [12]. Water samples of blue colour showed more than 100 mg l<sup>-1</sup> Mo (maximum 318 mg l<sup>-1</sup> Mo).

Molybdenum in other geological units of the platform cover

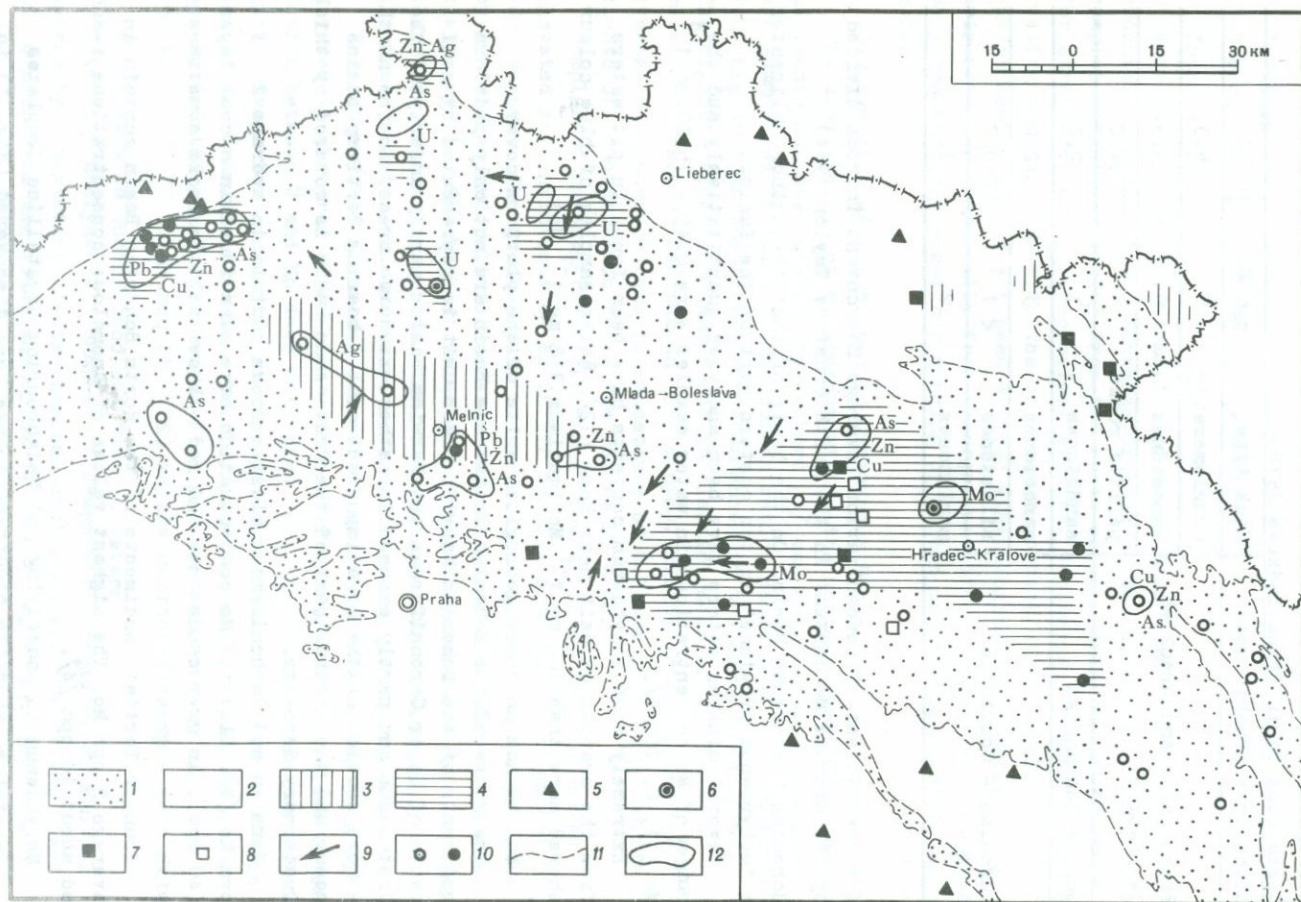
The rocks of the Bohemian Cretaceous Basin are not only platform sediments of the Bohemian Massif. Older unit is represented by sediments of Upper Carboniferous and Permian basins partly underlying the Cretaceous and partly exposed in rather extensive areas. In the north - west section of the area important coal - bearing Tertiary basins occur and the central part of the Cretaceous basin is covered by thick Quaternary deposits.

Permian and Carboniferous clastic rocks contain in average 2 - 3 ppm Mo [2]. Elevated Mo concentration have been found in a coal layer (40 ppm), in grey sandstones and red - brown pelitic rocks sometimes with grey - green reduction stains (23 - 35 ppm Mo).

Younger Tertiary sediments of the North Bohemian Basin contain in average 2 ppm Mo. The highest values of anomalous concentrations reached about 10 ppm [4].

Molybdenum in Underlying and Neighbouring Crystalline Complexes

Several molybdenite occurrences have been discovered (Fig. 1) in the crystalline units adjacent to the Bohemian Cretaceous Basin. In



the area of Cinovec (Saxothuringian zone) rare molybdenite is present in granite greisens and associated quartz veins. Molybdenite is not rare on joints of granitoid plutons, in aplites and pegmatites. The accumulations of molybdenite in a quartz zone of a pegmatite near Krupka was mined for several years. Most important molybdenite occurrence was discovered several years ago in a zone of fenites in the granodiorite body near Čistá.

Satran and Klominský [17] analysing the petrometallogenetic series of magmatites in the Bohemian Massif characterized the Mo - W and Mo - Au transitional genetic series. Greater part of intrusive granite and granodiorite bodies around the Bohemian Cretaceous Basin belong to them.

Two interesting molybdenite occurrences are known from deep drill holes (Fig. 1). The first one lies about 10 km NW of Hradec Králové. Under a thick Cretaceous cover (530 m) the series of metamorphosed and hydrothermally altered volcanic - sedimentary rocks have been found (chlorite - sericite schists, granosyenite porphyries and felsic rocks) containing dispersed molybdenite impregnations. It is about 400 m thick in the whole drill section, changing in intensity along the drill core. Another occurrence about 30 km ESE of Ústí n.L. represents sulphide impregnation (chalcopyrite, pyrite, molybdenite, tetrahedra) in mylonitized granodiorites. Samples from several other drill holes also contained elevated Mo concentrations.

#### Discussion

On the basis of available geochemical data the following genetic processes have been proposed for molybdenum accumulations in the Bohemian Cretaceous Basin.

One part of the total amount of Mo has been brought into Young Paleozoic and Upper Cretaceous basins by continental streams. The Mo

---

Fig. 1. Distribution of molybdenum in the Bohemian Cretaceous Basin  
1 - Bohemian Cretaceous Basin; 2 - Adjacent geological units; 3 - Zones of elevated Mo concentrations in Carboniferous rocks mostly underlying Cretaceous strata; 4 - Zones of elevated Mo concentration in Cretaceous and Tertiary rocks; 5 - Molybdenite occurrences in neighbouring crystalline units; 6 - Molybdenite in underlying units found in drill holes; 7 - Molybdenum in mineral waters (quantitative determinations); 8 - Molybdenum in mineral waters (qualitative determination); 9 - Directions of the underground-water flow in basal Cretaceous sediments; 10 - Important drill holes; 11 - Boundary of the Bohemian Cretaceous Basin; 12 - Important anomalies in Cretaceous sediments with symbols of chemical elements

Table 2

Types of Mo anomalies, found in the drill holes within the investigated area

Geological environment	Anomalous concentrations of Mo	Measured or estimated Mo contents in anomalies (ppm)
Sediments of the Bohemian Cretaceous Basin average Mo contents 1 - 8 ppm	Primary elevated Mo contents in sedimentary rocks	10 - 40 (?)
	Anomalies of the "third order" without evident relations to the Mo source	10 - 200
	Molybdenum accumulations on the geochemical barriers	1,000 locally 30,000
Underlying geological complexes average Mo contents 0.2-1.5 ppm	Residual overburden	3 - 5
	Specialized rocks with elevated Mo content	35
	Zones of molybdenite accumulation ("ore zones")	1,000
	Local mineralogical accumulations	7,000
	Primary haloes accompanying the molybdenite mineralization	100
	Zones of molybdenum enrichment of unknown origin	10 - 50

concentration in continental streams could be higher than the average of  $0.0013 \text{ mg l}^{-1}$  (Zýka 1972) since the exposed crystalline rocks contained 1.5 to 3.5 ppm Mo (the highest values coming from tin-bearing granites of the Krúsné hory Mts.). The estimated Mo content in the waters of the Cretaceous Basin is about  $5 \text{ mg l}^{-1}$ . Cretaceous sediments deposited in such environment were in average slightly enriched in Mo (2 ppm Mo and more; Cadkivá 1978).

The character of the molybdenum distribution changed significantly during the following geological period. The crucial point of the history could be the Saxonian tectogenesis [14]. The northern blocks of the Bohemian Massif was lifted up and suitable conditions for intensive erosion and metal transportation in surface waters started. These waters infiltrated Cretaceous rocks where conditions existed for molybdenum accumulations on geochemical barriers.

The geochemical character of Mo distribution in Cretaceous rocks

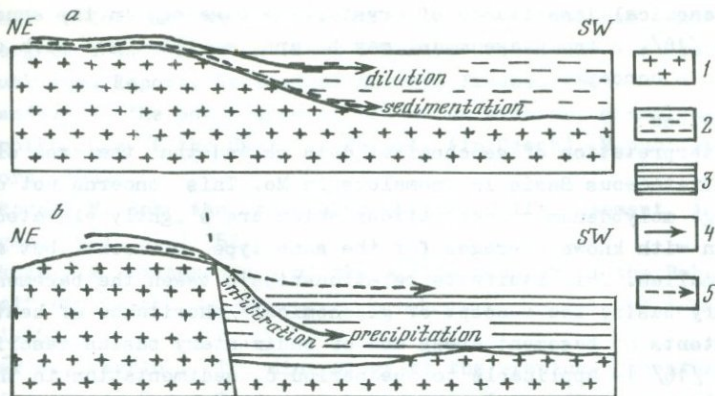


Fig. 2. Simplified two-stage model of geochemical inheritance of heavy metal contents of Bohemian Massif and Bohemian Cretaceous Basin

a - upper cretaceous; b - tertiary. 1 - Crystalline complexes; 2 - Bohemian Cretaceous Basin; 3 - Cretaceous sediments; 4 - Migration in solutions; 5 - Migration of clastics

as well as neighbouring and underlying crystalline rocks were summarized in Table 2.

The highest molybdenum accumulation (10,000 - 30,000 ppm) within the Cretaceous rocks are those connected with uranium - zirconium mineralization. They occur both in the same area but without any strong correlation between U and Mo. Cadek et al. [1] came to the conclusion that the ore-bearing solutions were mildly oxidizing to reducing, of pH 5 - 7 and with relatively high content of fluorine ( $10^{-3}$  to  $10^{-4}$  M). Uranium, zirconium and titanium were apparently transported in the form of complexes with F. According to the research and model calculations of Majer (1975) the transport of Mo existed mostly as anion  $\text{MoO}_4^{2-}$  in a dissociation degree depending on pH values. Molybdenum precipitated as  $\text{MoS}_2$  in a reduction environment (jordsite ?).

The main source of the clastic material supplied into the Bohemian Cretaceous Basin was the adjacent NE crystalline complex of the Giant Mountains and Jizeské hory Mts [9]. The infiltrating underground waters have in the main zones of metal accumulation a direction from NE to SW [7, 14].

There is not excluded that some Mo enrichment of Cretaceous sediments should be caused by the sources in the underlying crystalline basement and its Pre-Cretaceous weathering surface (e.g. anomaly near Hradec Králové in Fig. 1). The formation of such anomalies is not clear and anomalies found in Cretaceous cannot be practically taken as guides for underlying ores.

Elevated molybdenum concentration in Cretaceous rocks may be regard-

ed as geochemical inheritance of crystalline basement in the sense of Samama [16]. A two-stage model may be applied (Fig. 2) which extends the Samama's concept.

### Conclusions

The interpretation of geochemical data showed that the area of the Bohemian Cretaceous Basin is anomalous in Mo. This concerns not only the average molybdenum concentrations which are slightly elevated in comparison with known averages for the same types of rocks, but also local anomalies. This manifests relationships between the basement and sedimentary basin. The concept of geochemical inheritance of heavy metal contents of basement areas and of sedimentary basins described by Samama [16] is applicable to the period of sedimentation in the basin as well as to the following period of geochemical development when the precipitation of metals from infiltrated underground waters took place.

### References

1. Association of uranium and zirconium in the sandstone type uranium deposit in northern Bohemia / Čádek J., Mirovský J., Novák F., Vavrin L. - *Gas. Mineral. Geol. Praha*, 1975, vol. 20, p. 131-140.
2. Čadková Z. Geochemical characteristics of the main types of sedimentary rocks of the Lower and Upper Carboniferous and Permian in the Bohemian Massif (in Czech). Unpublished Report, Geological Survey, Prague, 1977.
3. Čadková Z. Geochemical characteristics of the main types of Upper Cretaceous sediments of the Bohemian Massif (in Czech). Unpublished Report, Geological Survey, Prague, 1978.
4. Geochemistry of Miocene sediments of the North Bohemian Basin / Čadková Z., Kurendová J., Plzák V., Smejkal V. Prague, 1982.
5. Geochemistry of molybdenum in the Bohemian Cretaceous Basin and a prognosis of molybdenum ores / Pokorný J., Burian K., Kurendová J., Majer V. Unpublished Report (in Czech), Geological Survey, Prague, 1980.
6. Harshman E.N. Geology and Uranium Deposits, Shirley Basin Area, Wyoming. - *Geol. Surv. profess. Pap. Washington*, 1972, vol. 745, p. 1-82.
7. Jetel J., Rybářová L. Mineral waters of the Eastern Bohemian District (in Czech). Geological Survey, Prague, 1979.
8. Kačura G. Mineral waters of the Northern Bohemian District (in Czech). Geological Survey, Prague, 1980.
9. Klein V., Müller V., Valečka J. Facies and paleogeographic Development of the Bohemian Cretaceous Basin. *Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A. Vol. 6. Stuttgart*, 1979, p. 345-446.
10. Kolářová M., Mineral waters of the Central and Southern Bohemian Districts (in Czech). Geological Survey, Prague, 1978.

11. Krásný J. Information determination of the molybdenum content in underground waters of the East Bohemian Cretaceous (in Czech). Unpublished Report, Geological Survey, Prague, 1966.
12. Kurendová J. The occurrence of pit water with an anomalous content of molybdenum of the Hamr ore deposit (in Czech). Unpublished Report, 1980.
13. Malkovský M. Bohemian Cretaceous Basin and its basement. Academia. Prague, 1974, p. 1-262.
14. Malkovský M. Tectogenesis of the platform cover of the Bohemian Massif (in Czech). -Raihovna Ústř.úst.geol. Prague, 1979,vol.53, p. 1-151.
15. Novák F., Vavřín I. The mineralogy of the uranium-zirconium mineralization in Upper Cretaceous sediments in northern Bohemia.- J.Geol.Sci., Ser.Econ.Geol. Mineral. Prague, 1980,vol.21, p. 47-82.
16. Samama J.C. Ore deposits and continental weathering: A contribution to the problem of geochemical inheritance of heavy metal contents of basement areas and of sedimentary basins. Ores in sediments. Berlin,Heidelberg,N.Y.:Springer, 1973, p. 247-265.
17. Sattran V., Klominský J. Petrometallogenetic series of igneous rocks and endogeneous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif.-J.Geol.Sci., Ser.Econ.Geol. Prague, 1970,vol.12, p. 65-154.
18. Syka J. et al. Characteristic features of the uranium and zirconium-uranium accumulations in the Upper Cretaceous of northern Bohemia.-J.Geol.Sci., Ser.Econ.Geol.-Mineral. Prague, 1978, vol.19, p. 7-33.
19. Taylor S.R. Trace element abundances and the chondritic Earth model. Geochim. cosmochim. Acta. L.,1964, vol.28, p. 1989-1998.
20. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.-Bull. Geol. Soc. America. N.Y., 1961, vol.72, p. 175.
21. Zýka V. The Geochemistry of Mineral waters in Bohemia (in Czech).- J. Geol. Sci., Ser. Technol. Geochem. Prague, 1964,vol.3, p. 45-121.
22. Zýka V. Average chemical composition of the Earth's freshwaters (in Czech).-J. Geol. Sci., Ser. Technol. Geochem. Prague, 1972, vol.10p. 69-90.

## СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Х.Н.Баймухамедов, Т.З.Закиров, О.Г.Терлецкий

Академия наук и Министерство геологии УзССР, г. Ташкент, СССР

Эндогенное оруденение Срединного, Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня представлено рудными формациями следующих основных элементов: 1) вольфрама, олова; 2) цинка, свинца; 3) меди, молибдена; 4) редких металлов 5) хрома, никеля, кобальта, титана, железа; 6) висмута; 7) ртути, сурьмы; 8) фтора и других. Эти формации группируются в следующие генетические типы: собственно магматический, пегматитовый, скарновый, альбитовый, грейзеновый, гидротермальный.

На примере Тянь-Шаня представляется возможным показать разнообразие геодинамических и рудообразующих обстановок в системах эвгеосинклиналь-миogeосинклиналь - краевой массив (океан - островная дуга, краевое море - континентальный склон - континент).

Территории Тянь-шаня присущи следующие типы металлогенической зональности: конкордантно-поясовый (геосинклинальный этап); каркасно-узловой и концентрически-зональный (орогенный этап); дискордантный и дискордантно-поясовый (позднеорогенная и посторогенная стадии) [5]. Итоговая металлогеническая зональность представляет результат "интерференции" зональностей различных этапов геологического развития. Иерархическая последовательность рудоносных единиц характеризуемой территории Тянь-Шаня с учетом их масштабов и морфологии выглядит следующим образом [4].

В пределах Тянь-Шаньской линейной геосинклинально-складчатой металлогенической области выделяются следующие металлогенические провинции: Срединно-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская и Юго-Западно-Тяньшаньская. С некоторой долей условности в особую субпровинцию, переходную к Урельской, могут быть выделены Султонуиздаг и Приаралье. Все перечисленные провинции полициклические, однако в их металлогении определяющим является герцинский цикл.

Такой тип рудоносных территорий, как секторы металлогенических провинций Тянь-Шаня, изучен с различной достоверностью. Поперечная металлогеническая зональность мегаблоков отмечается для Южного Тянь-Шаня, образуя такие сектора: Кызылдумский (золото); Нуретинский (золото+вольфрам); Курамино-Гиссарский (свинец, цинк, медь, молибден, золото, фтор); Зарафшано-Гиссарский (ртуть, сурьма, олово, золото, фтор). Металлогеническая специфика этих руд проявляется преимущественно в орогенный этап, определяясь, с одной стороны, составом глубинных зон, с другой - трансзональными разломами, блоковым строением, очаговыми зрельными структурами.

Металлогенические зоны и зоны межзональных глубинных разломов сопо-

ставляются со структурно-формационными зонами. Они в основном отражают потенциальные возможности рудоносности начальных стадий развития, реализующиеся в виде конкретных месторождений на последующих этапах. Выделяются металлогенические зоны литофильно-халькофильного, халькофильно-литофильного, литофильно-халькофильно-сидерофильного, литофильно-сидерофильно-халькофильного и сидерофильно-халькофильного профилей [3].

Разнообразие продуктов рудообразующих процессов вышеперечисленных единиц зависит от их металлогенической специализации. Последняя обуславливается: а) своеобразием вмещающей геологической среды; б) глубиной и температурой образования и разгрузки рудообразующих расплавов и растворов; г) особенностями типов земной коры рудоносных территорий; д) историей их геологического и металлогенического развития и становления [2,4].

Благоприятная для рудообразования среда возникает при сочетании определенных горных пород с различными типами структур. Вмещающие рудные месторождения породы Тянь-Шаня по вещественно-петрографическому составу подразделяются на четыре группы: 1) алюмосиликатная (гранитоиды, кислые эффузивы, песчано-сланцевые породы и их метаморфизованные разновидности); 2) железомagneзиальная (ультраосновные и основные породы, доломиты, тальковые, хлоритовые, биотитовые сланцы и их метаморфизованные разновидности); 3) карбонатная (известняки и мраморы); 4) породы сложного состава (мергели и другие). В результате взаимодействия рудоносных растворов с благоприятной геологической средой образуются различные формации рудных месторождений, характеризующиеся определенными минеральными парагенезисами, составом жильных и метасоматических новообразований, морфологией рудных тел и ведущими рудообразующими компонентами месторождений. Роль геологической среды иллюстрируется размещением разнообразных гидротермальных месторождений в различных группах пород: в карбонатных образуются скарново-оловянно-полиметаллические, карбонатно-касситеритовые, карбонатно-киноварные формации; в алюмосиликатных - грейзеново-молибденовые, шеедитовые, топазовые, кварцево-касситеритовые, кварцево-золоторудные, кварцево-вольфрамные, кварцево-полиметаллические формации и т.д.

При образовании формаций месторождений наблюдается тесная взаимосвязь геологической среды, температурных условий и глубины протекания рудообразующих процессов. Во многих случаях глубина протекания этих процессов определяется глубиной становления магматических очагов. По глубине образования эндогенные месторождения Тянь-Шаня разделяются [2] на относительно глубинные (8-4 км, редкометалльные пегматиты); малоглубинные (4-1 км, скарново-магнетитовые, скарново-шеедитовые, скарново-медно-золоторудные, скарново-полиметаллические и некоторые гидротермальные месторождения); приповерхностные (1 км и менее; большая часть вулканогенно-гидротермальных месторождений). Подобная фация-

льность месторождений зависит от ассоциированности с плутонической, вулканоплутонической, вулканической формами проявления магматизма. В ходе реализации единого рудоносного импульса или на протяжении нескольких стадий тектоно-магматического развития формируются ряды (семейства) родственных рудных формаций, специализированных на один или несколько ведущих элементов.

С учетом контрастного характера геодинамических и металлогенических обстановок для территории Тянь-Шаня намечены два главных источника рудного вещества: ювенильный, мантийно-базальтоидный (железо, хром, никель, медь, цинк, свинец, киноверь, золото) и корово-ассимиляционный-гранитный (олово, вольфрам, молибден, редкие земли, свинец, висмут) [7].

Для основных рудных узлов, соответствующих "узлам повышенной и длительной эндогенной активности" [10], где оруденение достигает наивысшей концентрации, характерны гетерогенные магматические формации, обусловленные действием разноглубинных очагов мантийного и корового уровней. Оруденение в таких узлах реализуется по глубинным рудоконтролирующим системам, представляя литофильную, халькофильную и фемофильную группы [1].

Геосинклинальные системы (Срединный и Юго-Западный Тянь-Шань) сложились на зрелой коре сиалического профиля с андезитовым (диорит-гранулитовым) составом "базитового" слоя. Они прошли опережающее (по сравнению с Южным Тянь-Шанем) развитие и становление континентальной коры, о чем свидетельствуют наличие докембрийских и каледонских гранитоидных комплексов, отсутствие достоверных проявлений инициального магматизма, развитие контрастных вулканоплутонических ассоциаций [4]. Диорит-гранулитовый слой обогащен в сравнении с типичным составом "базальтового" слоя свинцом, оловом, молибденом, серой, фтором и обеднен цинком. Гранитоидные комплексы этих территорий отличаются повышенной калиевостью, фтороносностью и редкометалльностью. Существенно сиалический (точнее фемическо-сиалический) состав фундамента и вулканоплутонический характер эволюции предопределили халькофильную и литофильную автохтонную металлогеническую специализацию провинций (полиметаллы, висмут, редкие металлы, флюорит). Более сложным представляется генезис "аллохтонного" оруденения: месторождения медно-порфирового (с золотом) типа, золотосеребряные, магнетитовые и стратиформные свинцово-цинковые.

Геосинклинальная система Южного Тянь-Шаня развивалась на менее зрелой (с эволюционной точки зрения) коре с существенно базальтовым составом "базальтового" слоя. Формирование гранито-гнейсового слоя здесь завершилось в позднем палеозое. Это предопределило проявление здесь на ранних этапах развития базальтоидного вулканизма, гипербазитов, граувакковых и кремнисто-песчано-сланцевых толщ, преобладающий каливитровый профиль орогенного гранитоидного магматизма. Меланократовый характер нижней коры определяет особенности эндогенной металлогении с веду-

шей ролью золота, вольфрама, ртути при наличии индикаторной хромитовой и медно-колчеданной минерализации.

Специализация и источники рудообразующих гидротермальных растворов видоизменялись в ходе геолого-тектонического и металлогенического развития Тянь-Шаня от раннегеосинклинальных этапов до периодов постконсолидационной активизации (океаническая стадия - переходная стадия - континентальная стадия). Все разнообразие эндогенных режимов может быть сведено к чередованию эпох растяжения и сжатия земной коры, приводящим к различной степени ее проницаемости. Попытка реконструкции геодинамических обстановок фанерозоя подтверждает предположение о формировании большей части территории Тянь-Шаня на мощной сиалической коре континентального (реже переходного) типа и о широко и неоднократно проявленных процессах тектоно-магмометаллогенической и тектоно-металлогенической [6] активизации. Если абстрагироваться от терминологических различий, свойственных многочисленным определениям активизации, то основным, по мнению авторов, содержанием процесса останутся два момента: режим преобладающего растяжения (деструкции) континентальной земной коры; базификация земной коры в различных масштабах и формах [1, 8]. Чередование сжатия и растяжения происходит на фоне необратимого развития земной коры в направлении возрастания ее консолидации, сиализации, гранитизации. В каждый новый этап активизации требуются все большие усилия для взламывания такого "панциря", все более мощные источники энергии, в поисках которых мы неизбежно обращаемся ко все более глубинным мантийным уровням. Возраст становления континентальной земной коры для отдельных районов Тянь-Шаня различен и соответствует основным тектоно-магмо-металлогеническим циклам: байкальскому, каледонскому, герцинскому. Соответственно, предшествуя рифею, девону, раннему - среднему карбону, фиксируются океаническая и переходная (геосинклинальная) стадии [9]. Возрождение океанической стадии реконструируется в раннем карбоне для Гиссарской зоны по комплексам меланократового фундамента и океанического чехла. В такой же последовательности формируются во времени и размещаются в пространстве (омолаживаясь с севера на юг) представители эндогенных рудных формаций. Так, на значительной части территории Юго-Западного Тянь-Шаня присутствуют даже рудопроявления кимберийско-альпийской металлогенической эпохи (свинец, цинк; ртуть, сурьма; флюорит), что является отголоском геодинамических и рудообразующих событий на северном фланге океана Тетис.

Оценивая специфику магматизма и металлогении Тянь-Шаня в связи с эволюцией консолидированной коры, целесообразно учитывать и особую роль структур типа палеозоя Бенъофа-Заварицкого, приуроченных к границам литосферных плит. Отдельные части Тянь-Шаня могут быть представлены в виде микроплит. Такими можно считать Срединный, Южный и Юго-Западный Тянь-Шань. К числу зон Бенъофа, активных в позднем докембрии - позднем палеозое, наиболее уверенно можно отнести систему Букантау - Южно-Тер-

ганских глубинных разломов, трассирующих границу Срединного и Южного Тянь-Шаня. Их влиянием можно объяснить "сквозную" габбро-свинцовую специфику Адмалыкского блока Курамы, проявление в нем молибденово-медной (с золотом) минерализации, возникновение "магнетитового" пояса, наличие стратиформного свинцово-цинкового оруденения (Ханбандытау). Палеозоны Бенъофа раннекарбонového заложения уходят с границы Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня под Байсунский блок Каракумо-Таджикского массива. При такой интерпретации хорошо объясняются петрохимическая зональность нижнекаменноугольных вулканитов Южного Гиссаре и Байсуна, наличие молибденово-медной (с золотом) и колчеданно-полиметаллической формаций.

Характер и степень проницаемости земной коры определили генерализованный геохимический профиль магмо- и рудообразующих процессов региона. Специфика всех формаций во многом определяется абсолютным количеством и соотношениями щелочей натрия и калия, участвующих в формировании минеральных парагенезисов. "Натриевый" или "калиевый" облик тектоно-магмо-металлогенических процессов находится в прямой зависимости от степени проницаемости земной коры. Режим растяжения и мантийный ("натровый") облик рудообразующих процессов характерен для предорогеновых этапов, режим сжатия и коровый ("калиевый") профиль - для орогенных этапов, смешанный облик с повторением условий растяжения - для этапов постконсолидационной тектоно-металлогенической активизации [6, 17].

Режимам сжатия и растяжения (деструкции) земной коры с учетом крупных горизонтальных перемещений при закрытии палеоокеанических структур и эндогенном наращивании континентальной коры должны соответствовать ряды геологических и рудных формаций, недостающие члены которых могут прогнозироваться при тщательной реконструкции геодинамических обстановок для территории Тянь-Шаня.

#### Л и т е р а т у р а

1. Баймухамедов Х.К., Закиров Т.З., Терлацкий О.Г. Тектоно-магматический режим, металлогенические особенности и геохимический профиль рудообразующих процессов жестких массивов (на примере Юго-Западного Тянь-Шаня). - Узб. геол. журн., 1982, № 2.
2. Баймухамедов Х.Н. Основные черты металлогенической специализации рудообразующих процессов. - В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975.
3. Иванов В.В. Некоторые регионально-геохимические вопросы металлогенических исследований. - В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971.
4. Основные черты металлогении Узбекистана / Гарьковец В.Г., Мушкин И.В. и др. Ташкент: Фан, 1979.
5. Основные черты металлогении юго-западного Тянь-Шаня / Закиров Т.З., Баймухамедов Х.Н., Терлацкий О.Г., Юлдашев А.З. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIII. М.: Наука, 1981.

6. Позднегерцинская и послегерцинская активизация Юго-Западного Гиссара / Баймухамедов Х.Н., Турсунов М.Х. и др. - Узб.геол.журн., 1974, № 4.
7. Смирнов В.И. Геолого-исторические проблемы источников рудного вещества эндогенных рудных месторождений. - Геология руд. месторождений, 1975, № 4.
8. Твалчрелидзе Г.А., Джанелидзе Т.В. Петрологические критерии рудоносности магматических пород - Сов.геология, 1981, № II.
9. Тектоника Северной Евразии / Под ред. А.В.Пейве, Л.Л.Яншина. М.: Наука, 1980.
10. Фаворская М.А., Ляхович В.В. Современные аспекты проблемы связи оруденения и магматизма. - Бюл. МОИП, Отд. геол., 1977, т.52(1).

УДК 553.3.078:2+551.242.4

#### РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РОДОПСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Р.Димитров, Б.Кольковски, С.Манков

Научно-исследовательский институт полезных ископаемых, Горно-геологический институт, Софийский университет, г.София, НРБ

В Родопском массиве на территории Болгарии установлены разнообразные полезные ископаемые. Вопросы их формационной семантики посвящены работы ряда исследователей [1,2,7,8]. В некоторых из них рассматриваются в основном промышленные месторождения, а в других - все оруденения, но только в отдельных районах массива. В настоящей работе сделана попытка систематизировать на формационной основе как промышленные, так и непромышленные оруденения всего Родопского массива. При этом принят следующий ранговый ряд: серия рудных формаций - рудный комплекс - рудная формация. В серии сгруппированы рудные формации, образовавшиеся в течение определенной стадии геотектонического развития определенного региона, в данном случае Родопского массива. Рудные комплексы охватывают рудные формации, связанные с одной и той же геологической (магматической) формацией или с определенным комплексом горных пород. Рудная формация, в соответствии с точкой зрения В.А.Кузнецова [5] и Р.М.Константинова [6], рассматривается как совокупность месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными парагенезисами, образовавшимися в близких геологических условиях. Название формаций соответствует тем рудным и нерудным минералам, которые являются основными или типоморфными во всех месторождениях данной формации. Сохранены, однако, некоторые традиционные, хотя и неминералогические, названия, такие, как медно-молибденово-порфировая формация и др. В тех случаях, когда данная рудная формация образуется в связи с

двумя и более магматическими формациями, выделяются соответствующие формационные типы.

На основе указанных критериев обособлены 6 серий рудных формаций, II рудных комплексов и 45 рудных формаций.

Установленные формации принадлежат к 4 металлогеническим эпохам: протерозойской, каледоно-герцинской, раннеальпийской и позднеальпийской. Некоторые из них имеют антропогенный возраст.

Протерозойские рудные формации, как и во многих других районах мира, являются в основном метаморфогенными. При этом их протогенезис осадочный, вулканогенно-гидротермальный и магматический, реже вулканогенно-осадочный. Сравнительно хорошо представлены также и формации пегматитового типа. Протерозойские рудные формации локализованы в древнем кристаллическом фундаменте массива, представленном гнейсами, гранито-гнейсами и мигматитами, иногда при значительном участии сланцев, мраморов и амфиболитов (в том числе и артоамфиболитов). Основное значение среди протерозойских формаций имеют мусковит-кварц-олигоклазовая (мусковитовые пегматиты), кварц-олигоклаз-микроклиновая (керамические пегматиты) и кварц-гранат-кианитовая.

Во время протерозоя условия рудообразования, по-видимому, были сходными во всем массиве. Поэтому трудно говорить о какой-либо отчетливой зональности в распределении отдельных формаций. Все-таки намечается тенденция к их локализации в Восточнородопском и Осоговском блоках.

Рудные формации каледоно-герцинской эпохи связаны, с одной стороны, с ультрабазитовым и базитовым геосинклинальным магматизмом, а с другой — с орогенным гранитоидным, главным образом батолитовым магматизмом. Основными среди первых являются хромитовая, асбестовая и тальковая формации. Месторождения этих формаций расположены преимущественно по периферии массива, будучи связаны с небольшими массивами ультрабазитов, сформировавшихся в зонах глубинных разломов/З/. Сюда относятся и некоторые формации, связанные с диабаз-филитоидным комплексом (апатитовая, графитовая, кварц-магнетитовая) и базитовыми разновидностями габбро-плагιοгранитовой (Струмской диоритовой) формации (магнетит-ильменитовая). Формации второго типа развиты в основном в центральной части массива (Западнородопский блок), где они локализованы преимущественно в гранитоидных интрузивах. Из этих формаций наиболее важное значение имеют кварц-шеелитовая, кварц-молибденитовая и кварц-альбит-микроклиновая (редкометалльные пегматиты).

Раннеальпийские рудные формации имеют очень ограниченное распространение, встречаясь в основном в Центральных Родопах. Они связаны с гранитоидами, образовавшимися, по всей вероятности, одновременно с ларемийскими интрузиями Среднегорской зоны, расположенной непосредственно к северу от Родопского массива (отраженная активизация). Среди раннеальпийских формаций наибольший интерес представляет кварц-сульфидно-

Рудные формации Родопского массива

Металлогени- ческая эпоха	Возраст	Рудоносная формация, рудовмещающая форма- ция (комплекс)	Рудная формация	Примеры
I	2	3	4	5
Позднеальпийская	Четвертичный - допалеогеновый	Апосерпентинитовая кора выветривания	I. Асболан-магнетитовый комп- лекс I. Асболан-лимонитовая (гп) 2. Магнетитовая	Лялево Горнослав
	Плиоцен - плейстоцен	Трахиандезитовая, базальтовая	II. Сурьмяно-флюоритовый комплекс 3. Арагонит-кальцитовая (вг) 4. Пирит-марказитовая (вг) 5. Флюорит-кварцевая (вг) 6. Антимонит-кварцевая (вг) 7. Адунит-кварцевая (гранито- фильный формационный тип)	Кожух Карьерата Михалково, Славянка Черничево, Рибново Стоманово
	Верхний олигоцен- миоцен	Риолитовая: субвулка- нические риолиты (Цент- ральные Родопы) и дел- ленил-порфиры (Осогово), вероятно, связанные с невскрытыми плутонами	III. Свинцово-цинковый комплекс 8. Оптичнокальцитовая (пг?) 9. Сфалерит-галенит-кварце- вая (пг?)	Светулка Маданское, Ардинское, Давидковское, Лыкин- ское рудные поля - Цент. Родопы; Руенское рудное поле - Осо- гово

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	
Позднеальпийская	Верхний олигоцен-миоцен		I0. Шеелит-молибденит-кварцевая (пг)	Свлячиштето	
			II. Скарново-железистая (ск)	Бял извор, Златански дол	
		Диорит-монцосиенитовая	I2. Галенит-сфалерит-кварцевая (вг)	Маджаровское, Зрездельское, Спахиевское, Лозенское рудные поля	
		<u>Серия рудных формаций депрессионной стадии автономной активизации</u>			
	Приабон - средний олигоцен		Риолит-трахиандезит-андезитовая	IV. Монтмориллонит-цеолитовый комплекс	
				I3. Цезиеносно-перлитовая (м, вг)	Восточные Родопы
				I4. Алунит-кварцевая (андезитофильный формационный тип (пг))	Маджарово, Спахииво
				I5. Агатовая (вг)	Гледка
				I6. Пирролизит-халцедоновая (вг)	Кочаш
				I7. Монтмориллонитовая (бенитовая) (вг, во)	Кырджали, Димитроград
I8. Цеолитовая (во)				Бели пласт	
		I9. Фосфоритовая (во)	Брягово		

I	2	3	4	5
Раннеальпийская	Серия рудных формаций отраженной активизации			
	Верхний мел - палеоцен	Гранодиорит-гранитовая (малые интрузии)	У. Полиметалльно-флюоритовый комплекс	Югово
			20. Кварц-сульфидно-флюоритовая (пг)	Персенк
			21. Сфалерит-галенит-кварцевая (пг)	Юговски разклон
			22. Молибденово-порфировая (пг)	Наречен
			23. Шеелит-кварцевая (пг)	Район г. Ардино
Каледоно-герцинская	Серия рудных формаций инверсионной стадии геосинклинального развития			
	Палеозой	Гранодиорит-гранитовая (батолитовая)	УІ. Полевшпат-молибден-вольфрамовый комплекс	
			25. Сфалерит-галенит-кварцевая (пг)	Ремово
			26. Золотосульфидно-кварцевая (пг)	Сребрен
			27. Молибденит-кварцевая (пг)	Бабяк
			28. Шеелит-кварцевая (пг)	Грынчарица
			29. Касситерит-кварцевая (?) (гр)	Црынча
			30. Скарново-молибденитовая (ск)	Мусомиште
			31. Скарново-шеелитовая (ск)	Седемте рилски езера
			32. Скарново-железooksисная (ск)	Дебрен
		33. Кварц-альбит-микроклиновая (редкометалльные пегматиты) (п)	Виштерица	
		34. Плагиоклазитовая (силицированные пегматиты) (п)	Урдини езера	

I	2	3	4	5
Каледоно - герцинская		Серпентинитовая	УП. Тальково-асбестовый комплекс 35. Тальковая (пг) 36. Вермикулитовая (пг) 37. Асбестовая (пг)	Джебел Аврен Яковица, Милти чал
		<u>Серия рудных формаций ранней стадии геосинклинального развития</u>		
		Габбровая	УШ. Железохромовый комплекс 38. Магнетит-ильменитовая (м)	Бобошево
		Перидотитовая	39. Халькопирит-пентландит-пирротиновая (м) 40. Хромитовая (м)	Фролош Добромирци, Голямо Каменяне
		Спилит-диабазовая	IX. Апатит-графитовый комплекс 41. Кварц-магнетитовая (во-мз) 42. Апатитовая (мз) 43. Графитовая (мз)	Крепост Горно Уйно Надиште
		<u>Серия рудных формаций метаморфического фундамента</u>		
		Мигматитовая	X. Мусковит-полевоспатовый комплекс 44. Мусковит-кварц-олигоклазовая (слодоносные пегматиты) (п) 45. Кварц-микроклин-олигоклазовая (керамические пегматиты) (п)	Долен, Камилски дол, Лениште
		Ортоамфиболитовая	XI. Железотитановый комплекс	
		Метагаббро	46. Магнетит-ильменитовая (м-мз)	Любча
		Метадиабазы	47. Рутитовая (мм)	Голям Дегисил, Яврово (х. Руен)

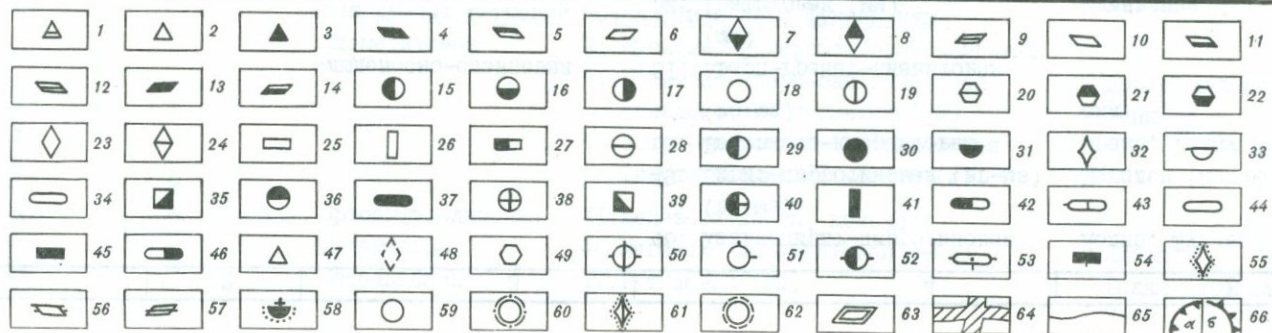
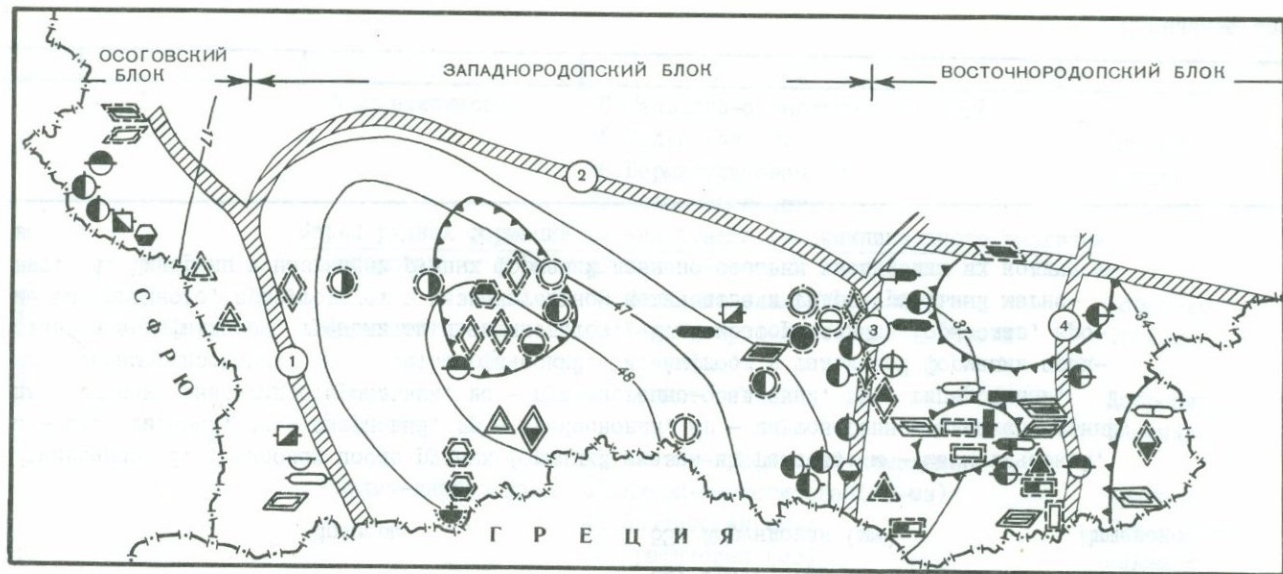
Каледоно - герцинская

Протерозойская

Протерозой

I	2	3	4	5
			48. Халькопирит-пирротиновая (вг-мз)	Долно, Луково
			49. Пирит-пирротиновая (вг-мз)	Могилец (Попско)
			50. Железисто-кварцитовая (во-мз)	Ореше, Голям Девисил
	Слоденосно-сланцевая		51. Кварц-гранат-кианитовая (мм)	
			52. Графитовая (мм)	Илинденцы
	Мраморы		53. Корундовая (мм)	Мишевско

Примечания: 1. В скобках после рудных формаций указан их генезис: м - магматический, п - пегматитовый, ск - скарновый, гр - грейзеновый, плг - плутоногенно-гидротермальный, вг - вулканогенно-гидротермальный, во - вулканогенно-осадочный, гип - гипергенный, мз - метаморфизованный, мм - метаморфический. 2. Амфибол в тальковой формации представлен антофиллитом, тремолитом и актинолитом. 3. В месторождении Горнослав, кроме гипергенного, присутствует в незначительном количестве и гидротермальный магнетит. 4. Минералы в названиях рудных формаций даны по степени увеличения их количества.



флюоритовая. Сюда условно можно отнести и месторождение Персенк в качестве представителя сфалерит-галенит-кварцевой формации.

Позднеальпийские рудные формации разделяются на две возрастные группы: олигоцен-миоценовую и плиоцен-плейстоценовую. Из них наиболее широкое распространение имеют олигоцен-миоценовые формации, как например, монтмориллонитовая, цеолитовая и особенно сфалерит-галенит-кварцевая, которая в сущности и определяет металлогенический облик Родопского массива. Эти формации связаны как с риболит-трахивандезит-андези-

#### Р и с. I. Распределение формации полезных ископаемых Родопского массива

I-I4 - формации ранних стадий геосинклинального развития: I - магнетит-ильменитовая, 2 - халькопирит-пентландит-пирротиновая, 3 - хромитовая, 4 - кварц-магнетитовая, 5 - апатитовая, 6 - графитовая, 7 - мусковит-кварц-олигоклазовая, 8 - кварц-микроклин-олигоклазовая, 9 - рутиловая, 10 - халькопирит-пирротиновая, II - пирит-пирротиновая, 12 - железисто-кварцитовая, 13 - кварц-гранат-кианитовая, 14 - корундовая; 15-27 - формации инверсионных стадий геосинклинального развития: 15 - сфалерит-галенит-кварцевая, 16 - золотосульфидно-кварцевая, 17 - молибденит-кварцевая, 18 - ильменит-кварцевая, 19 - касситерит-кварцевая, 20 - скарново-молибденитовая, 21 - скарново-шеелитовая, 22 - скарново-железоокисная, 23 - кварц-альбит-микроклиновая, 24 - плагиоклазовая, 25 - тальковая, 26 - вермикулитовая, 27 - асбестовая; 28-30 - формации стадии отраженной активизации: 28 - кварц-сульфидно-флюоритовая, 29 - сфалерит-галенит-кварцевая, 30 - молибденно-порфировая; 31-46 - формации стадии автономной активизации: 31 - асбестан-лимонитовая, 32 - магнетитовая, 33 - арагонит-кальцитовая, 34 - пирит-марказитовая, 35 - флюорит-кварцевая, 36 - антимонит-кварцевая, 37 - адунит-кварцевая, 38 - оптичнокальцитовая, 39 - шеелит-молибденит-кварцевая, 40 - галенит-сфалерит-кварцевая, 41 - цезионосно-перлитовая, 42 - агатовая, 43 - пирролизит-халцедоновая, 44 - монтмориллонитовая, 45 - цеолитовая, 46 - фосфоритовая; 47-57 - генезис месторождений: 47 - магматический, 48 - пегматитовый, 49 - скарновый, 50 - грейзеновый, 51 - плутоногенно-гидротермальный, 52 - вулканогенно-гидротермальный, 53 - вулканогенно-гидротермальный и вулканогенно-осадочный, 54 - вулканогенно-осадочный, 55 - гипергенный, 56 - метаморфизованный, 57 - метаморфический; 58-63 - металлогенические эпохи: 58 - антропогенная, 59 - позднеальпийская, 60 - раннеальпийская, 61 - предраннеальпийская, 62 - каледоно-герцинская, 63 - протерозойская; 64 - границы тектоно-магматических блоков (цифры в кружках): I - Струмская, 2 - Марицкая, 3 - Центральнородопская, 4 - Восточнородопская; 65 - поверхность Мохо (в км); 66 - гравимангнитные аномалии: а - положительные, б - отрицательные

товым вулканизмом, так и с делленит-порфирами, субвулканическими риолитами и вулкано-плутоническими комплексами, составленными в основном из андезитов, трахиандезитов и монцонитоидов или из риолитов и диоритовых порфиров.

Рудные формации плиоцен-плейстоценового возраста имеют ограниченное распространение, но относительно большее, чем раннеальпийские. Характерными являются антимонит-кварцевая и флюорит-кварцевая формации, связанные с базитовым или с субщелочным средним магматизмом.

Позднеальпийские рудные формации характеризуются ясно выраженным зональным распределением, связанным с хорошо проявленным в это время расчленением Родопского массива на три блока (см. рис.1): 1. Восточнородопский со сравнительно тонким гранитным слоем, базифицированной земной корой и преимущественно со средним магматизмом; 2. Западнородопский с мощным гранитным слоем и кислым магматизмом; 3. Осоговский (Дарданский, Сербско-Македонский) с промежуточными особенностями земной коры и смешанным магматизмом - кислым (на территории Болгарии), средним и кислым (на территории Югославии). Позднеальпийские рудные формации на территории Болгарии локализованы в основном в Восточнородопском и Осоговском блоках. При этом более ранние формации расположены по периферии массива. Подобное расположение обнаруживается и среди свинцово-цинковых месторождений - более древние из них (45-50 млн. лет) локализованы в Восточнородопском, а более молодые (35-40 млн. лет) - в Центральнородопском рудном районе. Иными словами, позднеальпийская автономная тектоно-магматическая активизация Родопского массива начинается с восточных и западных флангов и наступает к центральной его части.

Заканчивая краткий обзор рудных формаций Родопского массива, можно отметить, что продуктивность отдельных металлогенических эпох усиливается от более древних к более молодым и металлогенический облик массива определяется главным образом позднеальпийской эпохой. В этом же направлении происходит и смена основных металлов в следующем порядке:  $Al+Fe$  (протерозой) —  $Cr, U, Mo$  (палеозой) —  $Pb, Zn, F, Ag, Sb$  (кайнозой). Таким образом, установленная Рундквистом [II] металлогеническая эволюция земной коры находит свое убедительное подтверждение и на примере Родопского массива.

#### Л и т е р а т у р а

1. Гергелчев В.Н. Вележки по Източнородопските рудни формации и по прогнозирането им-Изв.Геол.ин-та БАН. Сер.руд.и неруд.пол.изк., 1974, № 23, с.77-96.
2. Димитров Д., Металлогени эпохи в Родопския срединен масив - Изв. НИИ, 1978, № 4, с.11-130.
3. Желязкова-Панайотова М., Иванов Т. Ультрабазиты Балканского полуострова с детальным обзором ультрабазитов Вардарской зоны и НРБ. Охрид, VI конгр. геол. д-во СФРЮ, 1966, т. II, 73.

4. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.:Наука, 1973. 216с.
5. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика. - В кн.:Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972.
6. Милев В., Богданов Б. Структурно-металлогенические зоны и рудные формации на территории Болгарии. - В кн.:Двенадцать рудных месторождений Болгарии. София, 1974.
7. Манков С. Систематика оруденений, связанных с третичным магматизмом Руенского рудного поля НРБ. В кн.: Проблемы рудообразования. Т.1. София: Изд-во БАН, 1976, с.157-162.
8. Особенности третичного магматизма и связанных с ним рудных формаций Родопского массива на территории Болгарии /Богданов Б.Д., Бахнева Д., Стефанов Н., Попов П. Год.ВМГИ, 1973, т.2, св.2, с.11-25.
9. Рудные формации Карпато-Балканской области /Под ред. Л.Эгеля. М.: Недра. 239 с.
10. Рундквист Д.В. Эволюция рудообразования во времени. - В кн.:Геологическое строение СССР. Т.5. М.:Недра, 1979.

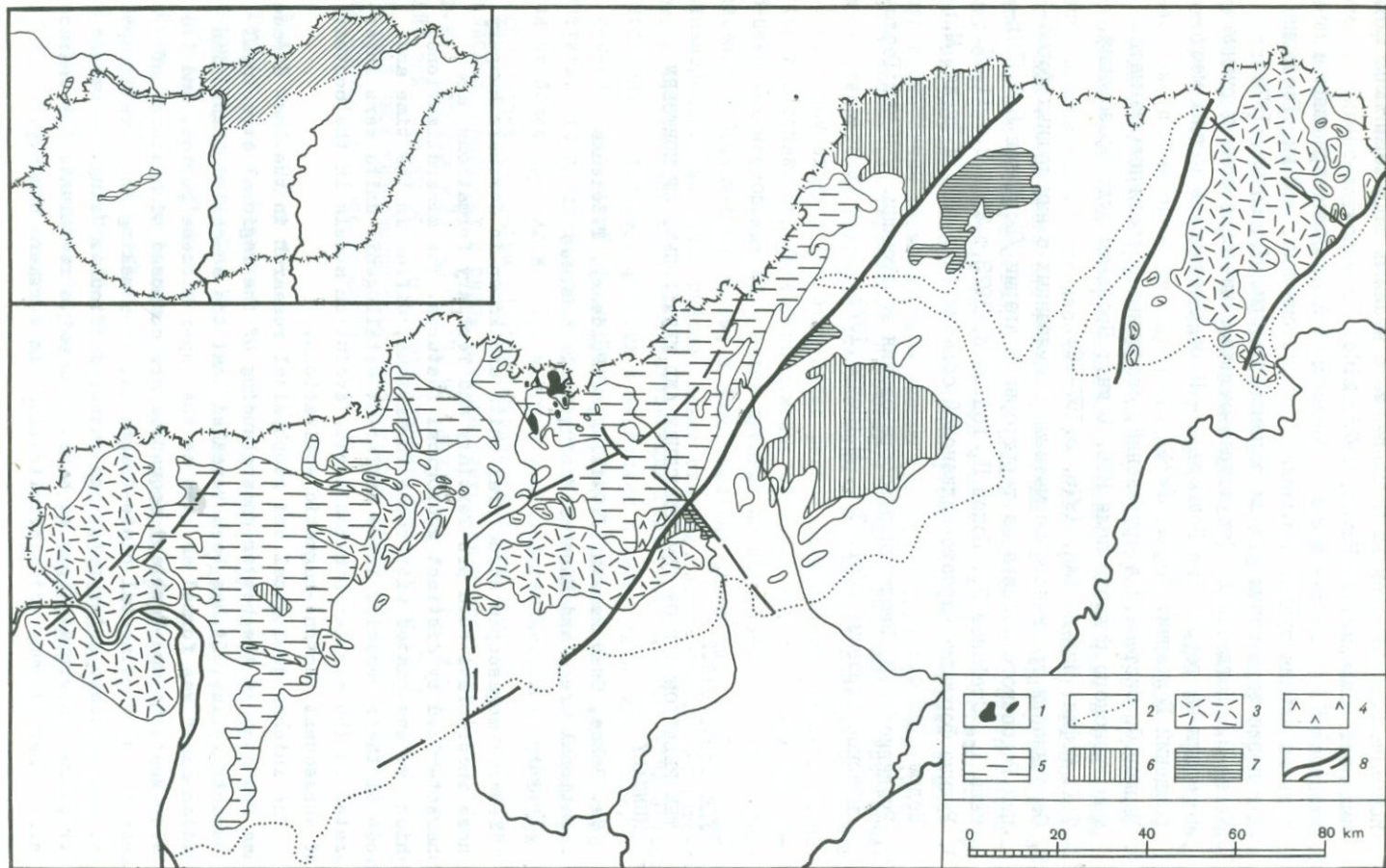
УДК 553.3.078.2

THE RELATIONSHIP OF THE STRUCTURE AND METALLOGENY OF NORTHERN HUNGARY

Cs. Baksa, Cseh Németh, J.Csillag, J.Földessy, T.Zelenka  
National Ore - and Mineral Mining Co., Budapest  
Hungary

Several megascopic structural units are known in Northern Hungary. These incorporate both pre-Tertiary and Tertiary formations are characterized by distinct geological features. The mineralizations, which are associated with these formations, differ in the time and mode of their genesis. These different metallogenic units were interpreted in the earlier non-mobilistic evolution models in the context of subsequent tectono-magmatic activations.

The intense geological and geophysical research in the last decade has resulted in the better understanding of the regional structural characteristics. It has been revealed that the so-called "Pannonian median-mass" was formed as late as the Upper-Miocene period, and its Paleo-Mesozoic and Tertiary sequences are composed of mixtures of oceanic and continental plate-fragments, thus making the stratigraphical and tectonic interpretations rather difficult. Using the recent structural interpretations we have attempted to reevaluate the characters of metallogeny and mineralizations in Northern Hungary.



The main geographical feature of this area is the so-called Northern Mountain Range, which incorporates Neogene calcalkaline volcanic units (Börzsöny, Cserhát, Mátra, Tokaj) and Palaeo-Mesozoic units (Rudabánya, Aggtelek, Uppony, Szendrő). The surrounded basins are filled by Paleogene and Neogene molasse sediments (clays, silts, sandstones). The Uppony and Szendrő as well as the eastern edge of the Tokaj consist of platform-type Palaeozoic formations. The Bükk and Rudabánya units are built up from Mesozoic carbonate, evaporite platform-type sequences, overlain by an overthrust nappe consisting of oceanic formations, i.e. shales, cherts, limestone and basic volcanics.

The Range is intersected by well-identified fault zones, which separate these units from each other. The most characteristic ones of these are the Darnó-zone and the Hernád-fault as well as the Szamos, Sajó, Tarna and Zagyva transverse-faults (Fig.1).

#### The Structures and the Ore-Deposits

In Northern Hungary several ore-occurrences have been known for centuries. These were long considered as isolated and unique spots because of their uncertain regional connections. The metallogenetic relationships were largely obscured by the heterogenous characteristics of ore-deposition and paragenesis. Analogies were sought with remote occurrences (i.e. Gyöngyösoroszi-Banska Stiavnica, Reck-Bor, Rudabánya-Bisenerz).

At Rudabánya metasomatic ores are known in Permian-Triassic shales and carbonates. A three-phase ore deposition is encountered here:

(1) hematite-siderite-chalcopyrite; (2) siderite; (3) barite-chalcopyrite-galena (with Ag and Hg). The late stage mineralizations were superposed on the earlier ones. The mineralization is controlled by earlier tectonic elements. The deposit was evaluated as of metasomatic origin related to the Triassic Kimmerian orogeny but its magmatic source was not known. Early-Triassic quartz-porphyry volcanics were long known in the area. These show slight Fe, Mn, Cu enrichment. Syn-genetic stratiform siderite mineralization was found in the Seizian sandstone. The association of quartz-porphyrines and these Permian-Triassic detrital sediments and evaporites has been proved, reflecting a continental platform-type environment for the deposition of this series. It is therefore suggested, that the metasomatism was a late secondary alteration process. The mineralization had been formed by volcanogenic processes related to the quartz-porphyry, resulting volcano-

---

Fig. 1. Geological and structural map of N. Hungary

1 - Neogene basalts, 2 - Neogene sediments, 3 - Neogene andesite, rhyolite, 4 - Paleogene andesite, 5 - Paleogene sediments, 6 - Mesozoic sediments and ophiolites, 7 - Paleozoic sediments, 8 - Faults

genic stratiform ores in the associated sediments. A close analogy of this occurrence is found in Slovakia, Sankovce [5].

Similar occurrences are known in the Bükk. This structural unit is composed of a lower, Permian-Triassic platform facies, probably of Gemeric-type, and an upper nappe-structure with tholeiitic igneous rocks, flysh-like sediments and oceanic sedimentary formations [6]. The stratiform ore indications are connected with the lower, platform facies. At the Darnó-hegy black-shales are associated with siltstones and evaporites. These contain syngenetic sulfide enrichments (chalcopyrite and pyrite), their lithology and ore mineralogy suggest a similar origin to that of the Kupferschiefer [12]. Different mineralizations are connected with the upper nappe-structure. The tholeiitic igneous rocks (spilite, diabase, gabbro and ultrabasic differentiates) indicate progressive continental rifting and spreading since the Triassic, and reflect ophiolitic character [7]. Low-grade Cu enrichments and local Fe-Mn exhalative ores are associated with the diabases and spilites. Native copper ores are found in the supergene zone of these Cu-enrichments (Darnó-hegy) (Fig.2). A special differentiated variety of the gabbro intrusives at Szarvaskő is the wehrlite, with subeconomic Fe-Ti-V content.

The closure of the oceanic basin, the subduction of the oceanic plate and the collision of isolated microplates is connected with the Paleogene andesitic island arc. This forms a volcanic range in SW-NE direction across the Carpathian basin. Several occurrences are known in this range, the Recsk porphyry Cu-Mo, skarn Cu-Fe-Zn and hydrothermal Cu-Pb-Zn-As-Au-Ag ores represent the most significant mineralized complex [12]. The chemistry of the igneous rocks indicate 120 km depth for the partial melting, though the rate and direction of the subduction is not accurately known since several features of this volcanic range is obscured by later tectonic and magmatic effects.

In Northern Hungary the youngest mineralizations are related to the Inner Carpathian Neogene volcanic arc. (Börzsöny, Mátra, Tokaj). The age of the volcanism and mineralization is gradually younger in eastward direction. Andesites are dominant in the Börzsöny and Mátra, rhyolites in the Tokaj. No mineralization has been recorded yet in connection with the andesite dykes of the Cserhát between the Börzsöny and the Mátra.

Two mineralized centres were recognized in the Börzsöny. Here diorite-porphyrries and subvolcanic andesite bodies are the host-rocks of the disseminated Cu-Fe mineralization, stratovolcanic andesites of the Cu-Fe-As-Bi-Au-Ag hydrothermal veins and stockworks. Molybdenum is also found in traces.

Gyöngyösoroszi is a well-known occurrence of the mesothermal base-metal vein-type mineralization in the Badenian volcanics of the Mátra. Parászasvár is a similar though smaller occurrence. Copper, lead and

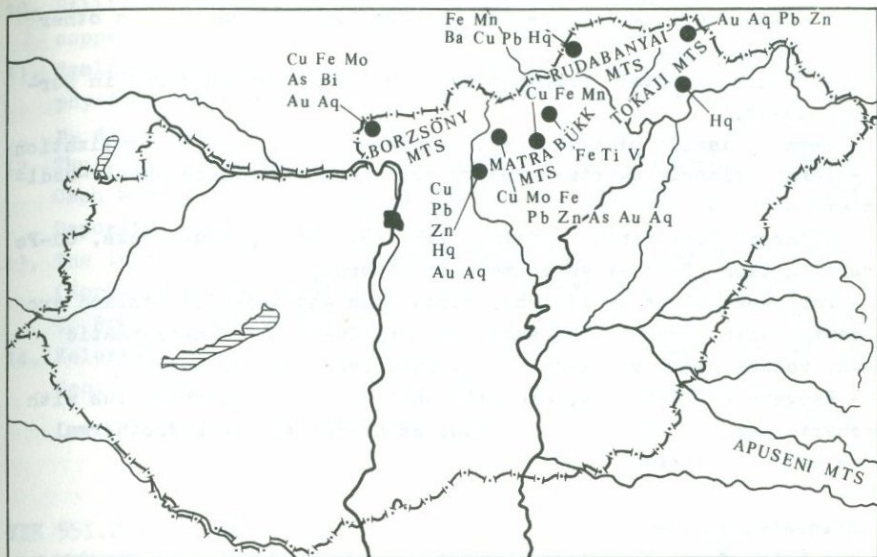


Fig. 2. Location map of ore deposits of Northern Hungary

zinc are the main components, with Au, Ag, Cd, Sb, Hg accessories, forming a very rich mineral paragenesis. Barite, Sb- and Hg ores are associated with intense epithermal silicification at Asztagkó, providing further perspectives for exploration (Fig.2). Deeper intrusive diorite-porphry bodies and dykes were found at Gyöngyösoroszi by several drill-holes, indicating a possibility of search for porphyry mineralization.

A poorly-known region of the Neogene volcanic range is the Tokaj. Here Badenian-Sarmatian andesites and alkali trachytes are associated with Au-quartz veins and Pb-Zn stockwork ores. Hg traces are known in epithermal quartzites at Sárospatak. The deeper parts of these mineralizations are not yet known, and a more accurate knowledge of their chronology and genesis is necessary (Fig.2).

### Conclusions

The heterogeneity of the geology of North Hungary reflects a complexity of plate movements in the subsequent geological epochs from the Paleozoic. The majority of the pre-Pliocene structural units is in allochthonous position, the present structural relationships were formed only at the end of the Miocene. The mineralizations are connected to certain parts and certain lithological types of the formations comprising these structural units. Their characteristics reflect the original environment of formation. Thus in places, where different structural units are in contact with each other, several types of minerali-

zation might occur, which are not necessarily related to each other in time or genesis.

The following metal ogenic types can thus be encountered in Northern Hungary:

- Permo-Triassic platform, with Kupferschiefer type mineralization;
- Permo-Triassic quartz-porphyry volcanism with volcanogenic-sedimentary and stockwork Fe, Cu, Pb, Hg, Ba ores;
- Triassic Continental rifting with tholeiitic igneous rocks, Cu-Fe mineralization, Fe-Ti-V enrichment in gabbros;
- Paleogene plate collisions, subduction and andesitic island arc volcanism with porphyry and skarn copper, Cu-Zn ores, metasomatic Pb-Zn, volcanogenic stockwork and exhalative Cu-Au-Ag ores;
- Neogene volcanic arc, andesite dacite, trachyte, rhyolites with porphyry are indications, Cu-Pb-Zn, As-Bi-Hg, Au, Ag hydrothermal veins and stockworks.

#### Acknowledgements

The help of and consultation with our colleagues in the Országos Érc- és Ásványbányák, Magyar Állami Földtani Intézet and the Eötvös Loránd Geofizikai Intézet is gratefully acknowledged.

#### References

1. A hypothesis about the tertiary volcanic activities of the Matra mountains, NE Hungary. Baksa Cs., Csillag J., Földessy J., Zelenka T. Budapest.-Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1981, vol. 24, p.337-349.
2. Baksa Cs. New enargitic-lusonitic-pyritic ore occurrence at Reesk in the northern foreground of the Lahóca hill, N-Hungary (in Hungarian). Földtani Osztály, 1975, vol. 105, p. 59-74.
3. Baksa Cs., Csillag J., Földessy J. Volcanic formation of the NE-Matra Mountains.-Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1974, vol. 18, p.387-400.
4. Földessy J. Petrological study of a spilitic rock suite Darnó-hill, Hungary Bratislava.- In: Proceedings Congress of CBGA, 1975, vol. 6, p. 55-64.
5. Ilovsky J. Stratiform Copper Deposits of the Western Carpatians Czechoslovakia. - Econ. Geol., 1976, vol. 7, p. 423-433.
6. Mesozoic oceanic lithosphere remnants in the SW Bükk, mts. Balla Z., Baksa Cs., Földessy J., Havas L., Szabó I. - Geol. Carpatica, 1982.
7. Onuoha K.M. Tectonic significance of some geochemical data... NE-Hungary.-Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1977, vol. 21, p. 133-141.
8. PantóG. A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. Budapest: Földtani Intézet Évkönyve, 1956, vol. XLIV.
9. Rézpala indikáció a Darnó hegyen. Baksa Cs., Csillag J., Földessy J. Dobosi G. Budapest.-Földtani Közlöny, 1981, vol. III, p. 59-66.

10. Sillitoe H.R. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits.-Econ. Geol., 1972, vol. 67, p. 154-197.
11. Szalai I. Tectonic setting of the Mátra mountains according to geophysical measurements.-Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1974, vol. 18, p. 411-419.
12. The Recsk porphyry and skarn copper deposit, Hungary. Baksa Cs., Cseh Nemeth J., Földessy J., Zelenka T. Belgrade: European Copper Deposits, 1980, p. 73-76.
13. The tectonic setting of the ophiolites in the Bükk mountains (North Hungary) Balla Z., Baksa Cs., Havas J., Földessy J., Szabo I. Bratislava.- Geologica Carpatica, 1980, vol. 31, p. 465- 493.
14. Zelenka T. New data on the Darnómegatectonic zone. Budapest. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1973, vol. 17, p. 155-162.

УДК 551.243:553.041

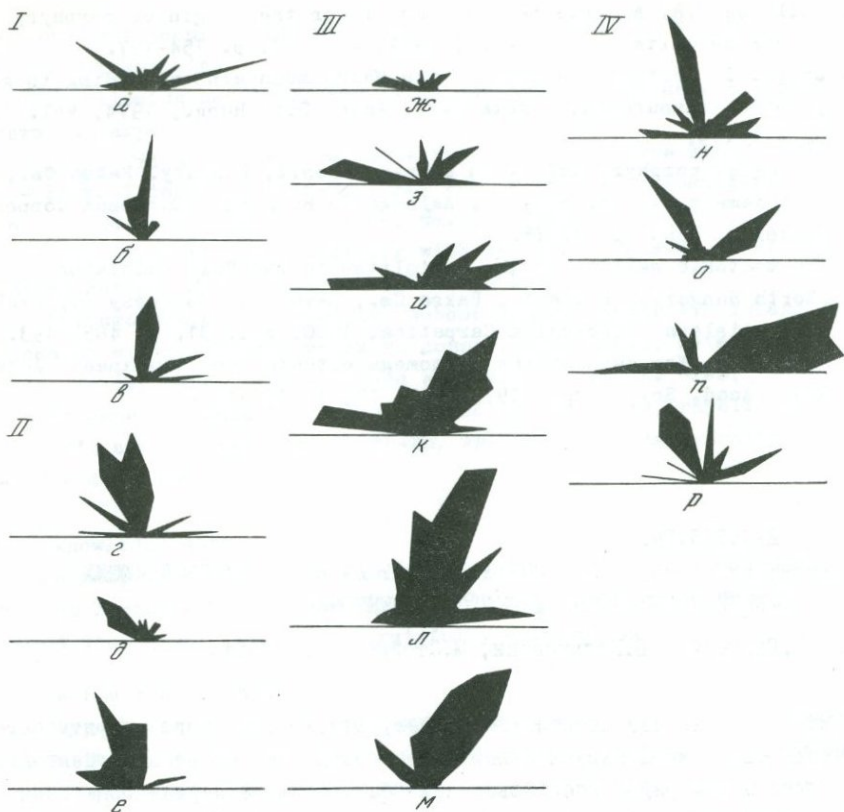
ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ОРТОГОНАЛЬНЫХ ПАР ДАЙКО- И РУДОВМЕЩАЮЩИХ НАРУШЕНИЙ РОДОП В СВЕТЕ РИФТОВОЙ ТЕКТониКИ

В.Н.Гергелчев, Б.Кольковски, М.Стойнова, г. София, НРБ

За последние два десятилетия в результате детального структурного изучения свинцово-цинковых полей и месторождений Восточных и Централь-ных Родоп целым рядом исследователей была создана первая общеродоп-ская систематика дайко- и рудовмещающих нарушений [1, 2, 4 и др.].

Детальные статистические и комплексные металлогенические и струк-турные исследования мелкоамплитудных рудовмещающих нарушений и трещин, субвулканических даек различного состава, в местах минерализованных интрузивных контактов позволили выделить наличие двух основных и двух второстепенных ортогональных пар дайко- и рудовмещающих наруше-ний и трещин, учитывая их роль особенно при рудообразовании: I- ССВ (10-35°) с ЗСЗ (280-305°), II- ССЗ(320-345°) с ВСВ (55-75°), III- СЗ (305-320°) с СВ(35-55°) и IV-СЮ(350-5°) с ВЗ(260-280°), показанное на рис.1. Часто наблюдаются общие максимумы между отдельными направлени-ями ортогональных пар, иногда второстепенные пары имеют большие мак-симумы, что связано с развитием ортогональных пар около структурных узлов зон глубинных разломов с четко выраженным сегментированием.

Главные критерии выделения ортогональных пар заключаются в следу-ющем: оба направления дайко- и рудовмещающих мелкоамплитудных наруше-ний и трещин сопряжены или пересекаются; они аналогичны по генетиче-скому типу- преобладают сбросы или сдвига-сбросы, рудовмещающие нару-шения заполнены одними и теми же минеральными ассоциациями, дайковме-щающие нарушения и трещины заполнены одними и теми же порциями магмати-



Р и с. 1. Розы-диаграммы дайко- и рудовмещающих нарушений

I - для ССВ зоны Маджарово: а - андезитовые дайки, б - трахиандезитовые дайки, в - рудные жилы; II - для ССВ зоны Маджарово: г - рудные жилы, д - андезитовые дайки; е - трахиандезитовые дайки; III - для ССВ зон рудных узлов: ж - андезитовые дайки, Спахиево, з - риолитовые и риодацитовые дайки, Спахиево, и - полосы гидротермальных метасоматитов, Спахиево, к - рудоносных нарушений, Давидково, л - рудные жилы, Ылки, м - рудные жилы, Момчил кряк; IV - для ССВ зон рудных узлов: н - рудоносных интрузивных контактов, Спахиево, о - полосы гидротермальных метасоматитов, Спахиево, п - рудоносные нарушения, Давидково, р - рудные жилы, Ылки

ческого расплава, локализация рудных столбов жильного и метасоматического оруденения на участках сопряжения разломов по направлению сдвигов.

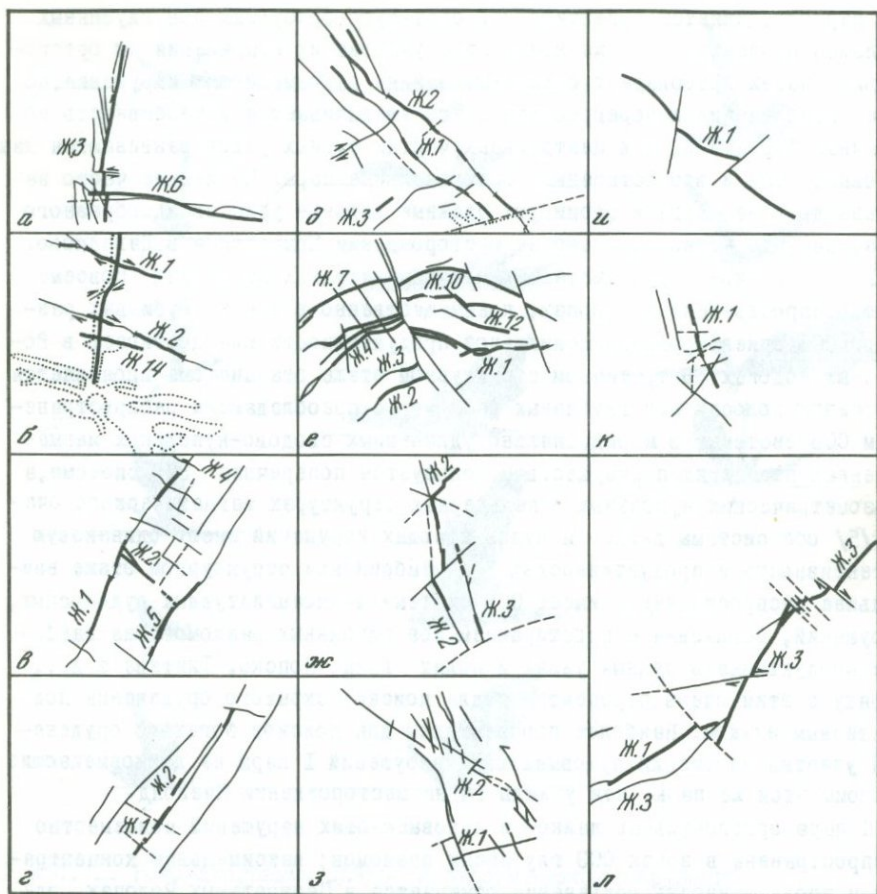
Основная закономерность размещения ортогональных пар мелкоамплитудных нарушений заключается в четкой приуроченности их главных типов к зонам глубинных разломов в пределах рудных узлов Родоп [4]. Направление и интенсивность развития дайко- и рудовмещающих нарушений ортогональ-

ных пар определяется ориентировкой структурообразующих зон глубинных разломов, причем в этих же зонах вне участка их сопряжения в ортогональных парах преобладают согласные с ними рудовмещающие нарушения, по мере приближения к перекрещиванию зон увеличивается интенсивность поперечных нарушений, а в центральных частях рудных узлов развивается как основные, так и второстепенные ортогональные пары. Последние часто наложены друг на друга и формируют сложные жильные узлы звездобразного типа, как это четко выражено на месторождении Крыстатича в Давидково.

I пара дайко- и рудовмещающих мелкоамплитудных нарушений повсеместно распространена в Родопах, преимущественно в зонах глубинных разломов ССВ ориентировки. Максимальной продуктивности она достигает в Восточных Родопах. В третичном структурном этаже эта система проявляется в осевых полосах зон глубинных разломов с преобладающим распространением ССВ системы; в меридионально удлиненных сводово-купольных магматогенных поднятиях преимуществом пользуется поперечная ЗСЗ система, а в изометрических купольных и кальдерных структурах магматического очага /5/ обе системы дайко- и рудовмещающих нарушений имеют одинаковую интенсивность и продуктивность. В докембрийском структурном этаже наибольшее распространение имеет ССВ система мелкоамплитудных рудоносных, нарушений, согласная с простиранием зон глубинных разломов. Она наиболее продуктивна в рудных узлах и полях Лыки, Попско, Тинтява и др., наряду с этим очень перспективна для поисков скрытого оруденения под третичным этажом. Наиболее перспективны для поисков богатого оруденения участки наложения рудовмещающих нарушений I пары на дайковмещающие разломы этой же пары, как у жилы I4 на месторождении Пчелояд.

II пара ортогональных дайко- и рудовмещающих нарушений повсеместно распространена в зонах ССЗ глубинных разломов; максимальная концентрация и продуктивность оруденения отмечается в Центральных Родопах, где ССЗ зоны играют главную роль. Здесь II ортогональная пара развита главным образом в докембрийском структурном этаже, а в третичном этаже распространена слабее, только в рудных узлах Спяхиево и Звездел-Друмче-Пчелояд, где развиты четко обе системы этой пары в осевых полосах зон глубинных разломов. Аналогично I паре, в фундаменте наиболее развита и продуктивна ССЗ система мелкоамплитудных нарушений, согласная с зонами глубинных разломов этого же направления, так в рудных узлах Давидково и Медана, в центральной части увеличивается роль ВСВ нарушений во II паре.

Характерным для III ортогональной пары является то, что она не имеет самостоятельного развития, а встречается вместе с I и II парами в ССВ, ССЗ и частично в ЗСЗ зонах глубинных разломов. В рудных узлах СЗ система переходит в ССЗ (месторождения Бахтерица-Катранджика в Давидково) или в ЗСЗ систему (месторождение Саже в Спяхиево), а СВ система - в ВСВ (месторождение Мостца в Давидково). Их выделение в пару становится очевидным, так как они сильно различаются по характеру



Р и с. 2. Представители ортогональных пар

I пара: а - жилы 3 и 6, Маджарово; б - жилы 2 и 14 с рудоносным нарушением в дайке, Леща-Звездел-Галенит; в - жилы 2 и 4 с жилами I и 5, Кенан дере в Лыки; г - жилы I и 2 с поперечными рудоносными нарушениями, Белев дол в Давидково. II пара: д - жилы I и 2, Бахтерица, Катранджика с жилой 3, Стырница в Давидково; е - жилы I и 10 с поперечными разломами, Шипченъово в Давидково; ж - жилы 2 и 3 с жилой 2<sup>а</sup>, Студенец в Лыки; з - жилы I и 2 с поперечными нарушениями, Южная Петровица в Мадане. III пара: и - жила I с поперечными разломами, Саже в Спахиево. IV пара: к - жила I с поперечными нарушениями, Кристатича в Давидково; л - поперечное сегментирование жил I и 3, Лесиче в Давидково

сдвиговых подвижек, а также по роли для оруденения. Сю и ВЗ системы IY ортогональной пары рудоносных нарушений формируются только в рудных узлах или при пересечении радиальных и концентрических трещин, либо, наконец, продольных и поперечных мелкоамплитудных нарушений и трещин в изометрических или удлинённых сводово-купольных структурах. Обычно системы этой пары выделяются самостоятельными максимумами, часто образуют веерообразные агрегаты в осевых полосах ССВ зон глубинных разломов, звездообразные дайковые и жильные образования (как на месторождении Крыстатича в Давидково).

Роль ортогональных пар дайко- и рудовмещающих нарушений при формировании рудных столбов очень характерна, так как на участке сопряжения или пересечения образуются обогащенные участки по одной системе, а в перекрестках рудных узлов по двум системам I и II пары, даже и по одной системе III и IY ортогональных пар. Статистические исследования наиболее приоткрытых и обогащенных участков в рудных жилах I и II ортогональных пар показали, что большие мощности и содержания приурочены как к главным, так и к отдельным системам второстепенных пар, что связано, по всей вероятности, с двусторонним растяжением.

Такие характерные особенности главных и второстепенных пар дайко- и рудовмещающих нарушений Родоп, как поперечное их простирание, одновременное и последовательное их заложение со смещением, размещение в них рудных жил или даек одного состава, образующихся в условиях двустороннего растяжения, являются типичными для рифтовых разломов активных континентальных рифтов Балканского полуострова, описанные подробно еще в 1974 г. Такие основные признаки, как всеобщая ортогональность начиная с глубинных разломов через крупноамплитудные до мелкоамплитудных нарушений и трещин, преобладающий сбросовый характер одной системы разломов и сдвиго-сбросовый до сдвигового ее поперечной системы и особенно часто и четко выраженное сегментирование дайко- и рудовмещающих разрывных нарушений и трещин дорудными, внутрирудными и послерудными разрывами, с переменной простирания сегментированных интервалов (рис. 3) можно с достаточной уверенностью связывать с особенностями рифтовой разломной тектоники [6, 7].

Выявление ортогональных пар дайко- и рудовмещающих нарушений родопских рудных узлов, полей и месторождений и их локальных закономерностей в связи с формированием в них рудных столбов приведет к вскрытию новых рудных месторождений и обогащенных участков и прежде всего в центральных частях родопских рудных узлов и ортогональных пар.

#### Л и т е р а т у р а

1. Атанасов А.Н. Стадии на минерализация, първична зоналност и генезис на полиметалното месторождение Маджарово. - Год. СУ, БГГФ, 52, 2-геология, 1962.
2. Богданов Б. Геоложки строеж и структура на Маданския руден район. Год. МГИ, 1960, т. VI, ч. I и 2.

3. Гергелчев В.Н., Обретенов Н., Йосифов Д. О связи металлогенических поясов с рифтовыми структурами Балканского полуострова.- В кн.: IY Симпоз. МАГРМ. Пробл. рудообр. П. Варна, 1974.
4. Гергелчев В.Н., Пенайотов А, Динкова Й. Характерные черты главных рудных узлов Родопских гор.-Спис.БГД, кн.3. 1982.
5. Томсон И.Н., Фаворская М.А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. Законом.разм. пол.иск. М.: Наука, 1973.
6. Хейер К.С., Гирдлер И.Б. и др. Континентальные рифты. М.: Мир,1981.
7. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980.

UDC 553.3.078.2

POLYGENETIC COMPOUND ORE DEPOSITS AND THEIR ORIGIN IN THE  
CONTEXT OF REGULARITIES IN CRUSTAL EVOLUTION

Ch.Guoda

Changsha Institute of Geotectonics, Academia Sinica, China

SOME EXAMPLES OF MINERAL DEPOSITS

The Bayan Obo Iron Deposit in Inner Mongolia

This important mineral deposit was considered to be endogenic origin since it was discovered at the turn of the century. In the 1950s, Soviet geologists regarded it as a specific type of high temperature hydrothermal deposit. Later, Xiejiarong treated it as a sedimentary deposit, but his view was not accepted at that time. Recently many geologists stand for sedimentary origin.

According to his own field investigation, in combination with the studies of many other geologists, the author thinks that the following convincing evidence supports the sedimentary origin.

1. The ore occurs in a definite stratigraphic horizon. H<sub>9</sub> of the Bayan Obo Group is a principal ore-bearing bed (Fig. 1). The ore-bearing bed in the Chief and East mines (the Bayan Obo ore district is divided into Chief, East, West, Dongjielingelei and Doulahala Mines) occurs in the transition zone from carbonate rock to slate in conformity with the enclosing rocks. In addition, iron-bearing rocks are found in other horizons. For example, H<sub>10</sub> of the North orebody is a iron-bearing slate, which contains up to 29 per cent iron.

2. Bedding relict (albeit metamorphosed) is frequently seen in orebodies. The North orebody contains stripped iron ore composed of intercalating bands of silica and iron oxides. The stripped iron ore is widespread in the whole ore district.

3. The Pb isotope age of magnetite is determined as 1400-1500 m.y., and the isotope age of the enclosing dolomite is also 1400-1500. This suggests that the banded iron ores are contemporaneous with the iron-bearing bed.

At the West Mine, formerly only 16 exposed small orebodies were

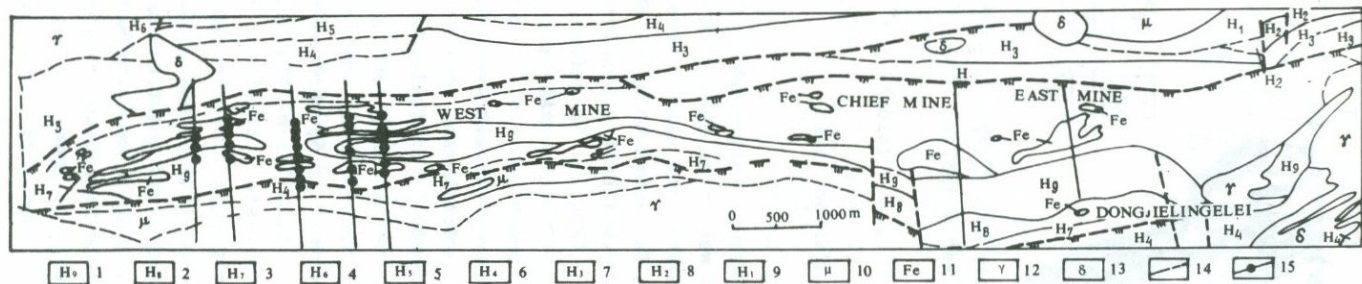


Fig. 1. Geologic map of the Bayan Obo iron ore district, Inner Mongolia Autonomous Region, China (after Bayan Obo Mine)

1 - quartzite and slate; 2 - argillaceous limestone; 3 - siliceous limestone alternating with quartzite; 4 - light-coloured quartzite; 5 - dark-coloured slate; 6 - dark-coloured quartzite; 7 - dark-coloured slate; 8 - white quartzite; 9 - black slate and coarse-grained quartzite; 10 - migmatite; 11 - iron ore; 12 - granite; 13 - diorite; 14 - fault inferred from geophysical prospecting; 15 - profile and the number of drill hole

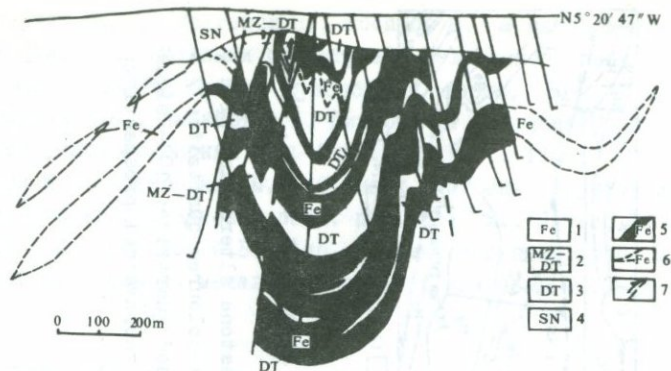


Fig. 2. Geologic-geophysical synthetic map along the profile No 30 in the Bayan Obo iron ore district, Inner Mongolia, China (after Bayan Obo Mine)

1 - iron ore; 2 - mineralized dolomite; 3 - dolomite; 4 - sedimentary cover; 5 - orebody controlled by drill holes; 6 - orebody inferred from geophysical prospecting; 7 - inferred fault

known. They are divided into two sets, northern and southern, and trend E-W. In the spring of 1979 it was known that iron ore bands also exist in the unexposed area between the small orebodies, which turned out to be connected. It was also known that the area between the northern and southern sets of orebodies is a syncline, in the trough of which ore bands also exist (Fig.2). Therefore, the reserves were greatly increased, and the view of sedimentary origin not only is proved, but also is effective in practice.

On the other hand, however, the Bayan Obo iron-rare earth-niobium deposit also possesses evidences for hydrothermal origin, at least for hydrothermal participation. The evidence is as follows.

1. Fluor-natrium metasomatism spreads widely, forming closely associated iron, rare earths and rare elements. Among them, iron minerals include magnetite, hematite, etc., totalling 5; rare earth minerals include hamartite, monazite, etc., totalling 13; niobium minerals include columbite, ilmenorutile, aeschynite, etc., totalling 12. They constitute many ore types, differing from each other in different areas. According to Liuliu, the Chief Mine consists predominantly of fluorite-type iron-rare earth-niobium ores, rarely of aegirine-and riebeckite-type ones. The East Mine consists chiefly of aegirine-and riebeckite-type iron-rare earth-niobium ores, rarely of fluorite-type ones. The West Mine consists mainly of dolomite-type iron-rare earth-niobium ores, rarely of biotite and riebeckite-type ones. The Doulahala Mine consists chiefly of dolomite-type niobium-rare earth ores, and of skarn ones in small amounts.

2. The iron content in the whole ore field varies greatly. TFe-20-50%, and is in direct proportion to rare earth and niobium. For example, the Chief and East Mines are the segments of the most intense fluor-natrium mineralization and also the segments of the most intense iron mineralization. The iron content related to the rare earths and niobium contents in some important mines is as follows.

	Chief Mine	East Mine	West Mine
TFe average content	35.83	33.51	31.34
RE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> average content	6.19	5.71	1.09-1.44
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> average content	0.141	0.126	0.068-0.088

3. The ore field is in close contact with the granite bodies lying south of it. There are magnesian skarn zones in the contact zone. The country rocks near the contact zone have also been altered. Moreover, the grade of alteration is in inverse proportion to the distance, indicating that the alteration is caused by the action of hydrothermal solutions.

4. There exist evidences for polystage hydrothermal mineralizations in ore bodies. For example, magnetite and pyrite veins intersect formerly originated orebodies. This phenomenon spreads widely at the Chief and West Mines. Moreover, mineralization takes place at a lower and lower temperature with time passing.

5. At the hillside near the Dongjielinglei pit, cracks in dolomites are filled with the association of magnetite and riebeckite, which forms lens-like, massive, irregularly striped and spotted orebodies or mineralizations.

6. In the cross-section of the Chief Mine, the crystal size and ore texture of magnetite and the associated minerals in ores of various types are extremely different, depending upon ore type and the place of its formation. Big crystals often occur in fine-grained and compact massive magnetite ores. This suggests that in the locality with more gases, the process of crystallization of ore-forming liquid takes place slowly and big crystals can be generated. Sometimes geodes and crystal glands can also be formed. It is characteristic of pneumato-hydratogenic mineralization.

#### The Shilu iron Deposit in Hainan Island, Guangdong Province

Before the 1960s, the deposit had been considered to be contact-metasomatic. From the early 1970s on, many views have appeared, including sedimentary-metamorphic type, volcanogeno-sedimentary-metamorphic type, iron-bacteria type. Among them, the sedimentary-metamorphic origin is most popular. According to available data and the field investigation of the author /1/ it is obvious that both the above-mentioned views have their own reasons. Let's examine the evidences for sedimentary-metamorphic origin first.

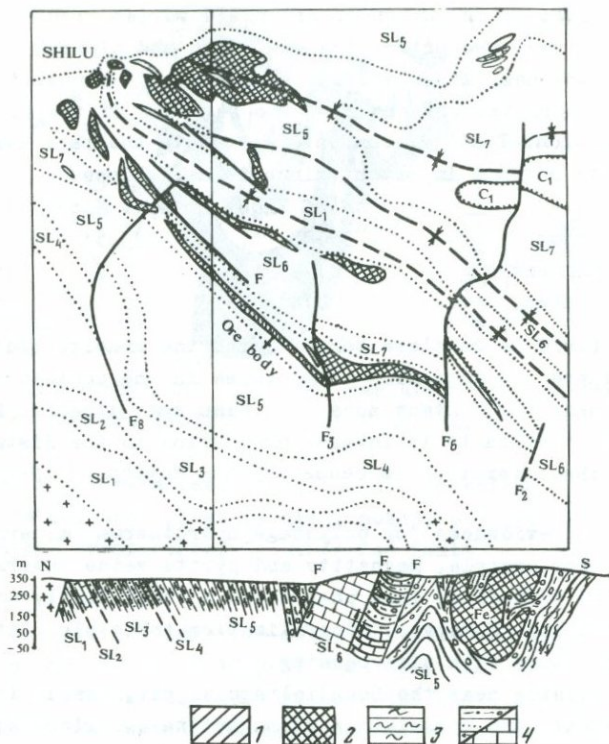


Fig. 3. Plane figure and cross-section across the Shilu iron ore district, Hainan Island, Guangdong Province, China

1 - copper orebody; 2 - iron orebody; 3 - sericitic quartz schist; 4 - dolomite; tremolite-diopside rock interbedded with sandstone, schist and hematite

1. Orebodies are confined to a definite stratigraphic position (Fig. 3).

2. Orebodies occur in sedimentary (already metamorphosed) rocks. As seen in the lowermost part of the  $SL_6$  bed, there is a gradational transition from iron-bearing sediments to orebodies (Fig. 4). Thus the iron content is relatively high in the central part of the orebodies, but becomes low towards the top and the bottom.

3. Leng Shengqiang et al. [6] have investigated the physico-chemical conditions of formation of rich ores in the Shilu iron ore district. Based on the temperature, pressure and silica content in liquid after experiment, they concluded that this iron deposit is of sedimentary-metamorphic origin.

4. The geochronological study of the medium-weakly metamorphosed series in the Shilu Group by rubidium-strontium method has proved that the absolute age of this series is 541-588 m.y., i.e., early-medial

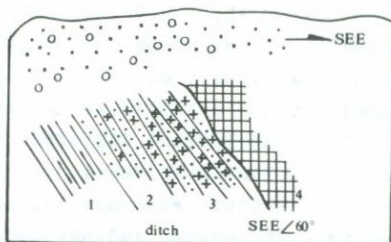


Fig. 4. Transition relationship of the lowermost iron ore bed in SL<sub>3</sub> to the ore-bearing deposits in the Shilu iron ore district [2]  
 1 - ferriferous phyllite; 2 - ferriferous sandstone; 3 - siliceous iron ore; 4 - hematite

Cambrian. The iron deposit was generated approximately at the same time, and suffered metamorphism simultaneously with the enclosing sediments.

On the other hand, evidences for hydrothermal origin also cannot be neglected.

1. In the large and rich iron orebodies, as well as in the iron-bearing sedimentary rocks at the North Mine, there are a huge amount of pneumato-hydrogenic metasomatic products composed of hedenbergite, diopside, wollastonite, tremolite, andradite, etc. Sometimes skarns can be seen.

2. In some orebodies hematite is replaced or intersected by magnetite. Skarns are also replaced by iron ores.

3. At the pit 377 near the bottom of the principal orebody of SL<sub>6</sub>, when epidote veins cut across hematite the latter has been transformed into magnetite and the iron content has been increased.

4. At the top and bottom of the SL<sub>6</sub> ore bed, impure dolomite and dolomitic limestone are often tremolitized and diopsidized. The origin of these metamorphic rocks may be interpreted differently. It is probable that they are products of regional metamorphism. But the conditions of their formation are not quite consistent with the degree of metamorphism of the enclosing rocks. The main rocks of the Shilu Group are slate, phyllite, dolomite, rarely greenschist. Therefore, regional metamorphism generally only reaches greenschist facies. It is accepted that metamorphism in greenschist stage only needs a temperature of about 300°, but tremolite and diopside are produced at temperatures of 400-500°. It is difficult to suppose that they are only products of regional metamorphism without the participation of magmatic and pneumato-hydrogenic processes.

Mineral deposits discussed above occupy an important position in the problem on the genesis of the mineral deposits. From the viewpoint of metallogeny, this phenomenon bears an intimate genetic relation to the complexity of China's crustal evolution. Therefore, it is necessary to start with the study of the tectonics of China.

Theories regarding crustal evolution are numerous. Among them the geosyncline-platform theory is most popular and has come into being gradually because of the discovering and expounding of geosynclinal and platform regions. The main points of the theory may be summarized as follows: (1) The crust is divided into two tectonic elements, the geosyncline and the platform. (2) Crustal evolution is divided into two stages, the geosynclinal stage and the platform stage. In other words, in the process of crustal evolution of a certain region a geosyncline dies out gradually, giving place to a platform, which originates and develops on the base of the geosyncline.

The geosyncline-platform theory has some defects. These lie in the fact that, restricted to geologic data and to the development level of related sciences, tectonic zoning of the earth's crust has not went deep yet, and the knowledge about the process of crustal evolution was limited, so that it was unable to explain many problems when applied to such an area as China.

#### (1) Diwa Regions and the New Stage in Crustal Evolution

In Chinese territory, especially in its eastern part, in mid-Mesozoic time occurred intense crustal movement with accompanying magmatic activity carrying important minerals. In 1927 Weng Wenhao named it Yanshanian movement. Since the birth of the geosyncline-platform theory China has been regarded as a platform region called "Chinese shield", "Chinese plate" or "Chinese platform". The Yanshanian movement reflects many facts contrary to the characteristic features of platform regions, indicating that the Chinese platform, though really existed before mid-Mesozoic time, showed at that time phenomena not coincident with platform view.

According to the author (1956, 1959), the east China region now has been developed into a post-platform stage and become a new-type mobile region. This new tectonic element possesses not only the generality of mobile regions, but also its own particularity. Though it has been inherited from and historic-genetically related to a geosynclinal region, its characteristic features are evidently not identical with those of the latter. Here large-amplitude uplifting has replaced subsidence: short-strip-shaped plateaux or mountains alternating with continental basins have taken the place of island chain and troughs lying between them; piedmont, intermountane fluvial and limnetic sediments have substituted for marine sediments; block-faulting and open folds appear to be the dominant types of structural deformations. In addition, this

new tectonic element has its own specific magmatism, metamorphism and metallogenesis. It is a mobile region generated in the evolution of continental crust, but by no means is the simple repetition of a geosynclinal region or its "reversible regeneration". Generally speaking, it has been inherited from a platform region. In order to reflect the fact that it has been transformed from a platform region ("activation of platform" for short as understood by the author) the term activated region has been proposed by the author (1956). Moreover, as its striking feature is the existence of tectonic basins named diwa (geodepression) and developed in continental environments, the term was renamed diwa region (1959) to distinguish it from geosynclinal region. The diwa region and its differences from other main tectonic elements have been described in detail in the previous publications [2,3,5,6,7].

Diwa regions are most typical in China, where they were first recognized and expounded, but their existence is not restricted to China. Beginning from the 1960s, this new type mobile region, with China as its comparison criterion, has been recognized successively by the author and other geologists in other parts of Asia (Korea, USSR, Vietnam, and India) as well as in North and South America, Western Europe, Africa, Australia, and in Antarctica.

The nature and extensive distribution of diwa regions give us a new understanding of the process of crustal evolution: the general trend of crustal evolution is the reciprocal transformation, mutual replacement and continual advance of mobile and "stable" regions, developing in spirals and in the light of "negation of negation". The regularities in crustal evolution directly determine the regularities in metallogenic evolution.

## (2) The Metallogenic Importance of the New Stage in Crustal Evolution

Diwa regions possess their own sedimentary, magmatic, metamorphic, structural and petro-geochemical features. Therefore, their metallogenesis and mineral deposits also differ from those in geosynclinal and platform regions. We may see that on the example of diwa regions in East China, endogenic ores are plentiful, which is rarely seen in other tectonic elements. Magmatism in diwa regions is characterized by the formation of alkali-rich rocks and, therefore, non-ferrous, rare, rare-earth, disseminated and precious metals form important mineral deposits. In this respect diwa regions prevail over geosynclines, still less platforms. Deposits of W, Sn, Mo, Bi, Cu, Pb, Zn, As, B, Li, Cd, In, Ga, Ge, Nb, Ta, Tn, U, Be, Se, Yt are most common. As is calculated, more than 85% Mo in the world occur in the Mesozoic-Cenozoic, more than 80% W in the Mesozoic, 50% Sn at the end of the Mesozoic, less than 40% Cu in the Cenozoic. Gold was well-developed in the Mesozoic. Diamond occurred at its peak in the Mesozoic. The absolute age of many

important uranium deposits is rarely in excess of 150 m.y. All these facts are apparently related to the wide appearance of diwa region in the world.

The more important feature of diwa metallogenesis is the comprehensiveness, multiformity and complexity of ores and its influence on, reworking of and superimposition upon pre-existing ores. It is expressed mainly in the following.

Any tectonic element not only possesses its own metallogenic specialization, but also can inherit the remains of the ore deposits of its predecessors.

In the history of crustal evolution, a post-existing tectonic element can inherit the remains of the ores of a pre-existing tectonic element: this is called the inheritance of minerals. Therefore, the later a tectonic element appears, the more geotectonic types and the more mineral kinds it inherits. This is called progression of metallogenesis. The diwa region is the latest developed one of the presently known tectonic elements. It is reasonable, therefore, that the ores inherited by it appear to be the richest in mineral kinds, the most complicated and the most comprehensive.

As the diwa region possesses the above-mentioned metallogenic characteristics, superimposition of metallogenesis, of course, can take place, that is to say, ores of various stages of development may at the same time appear within a diwa region or its subregion, and sometimes even different ore deposits of the same mineral kind may be closely associated. To take the iron deposits in south-central Hunan Province as an example, we may see that there exist not only sedimentary-metamorphic iron deposits of Jiangkou type formed at the geosynclinal stage, but also iron deposits of skarn type formed at the diwa stage.

In the process of diwa development, magmatic, tectonic and metamorphic processes strongly take place, acting on pre-existing ores to a great extent. Their action may be carried out alone, but in most cases comprehensively. The result of the action may be either destructive or constructive. The constructive result is expressed chiefly in transformation and superimposition.

(1) Diwa magmatic activity remakes or reconstructs and enriches or enriches pre-existing ore beds or orebodies, transforming them into more valuable, or concentrates ore-forming materials scattered in source beds, forming ore deposits.

(2) Folding, faulting and other tectonic processes render pre-existing ore beds or orebodies soft and plastic to permit them to flow to a certain favourable structural space, enlarging or/and enriching them, or concentrates ore-forming materials scattered in source beds to a certain structural position, forming an economically valuable ore deposit.

(3) Metamorphic processes make pre-existing ore beds or orebodies

metamorphosed and enriched, or by means of metamorphic hot solution redistributes ore-forming materials scattered in source beds to be concentrated into an economically valuable ore deposit.

(4) Underground water solutions or hot aqueous solutions remake and enrich pre-existing ore beds or orebodies, or redistribute ore-forming materials scattered in source beds to be concentrated in a favourable stratigraphic or structural position to form an ore deposit.

Diwa-type magmatic activity, metamorphic hot solutions and underground water carry new ore-forming materials and superimpose them on a pre-existing ore deposit, forming jointly a new ore deposit.

The above-mentioned two groups of metallogenic processes sometimes act alone, but more often jointly. Their joint action usually makes the features of an original ore deposit very complicated, that is to say, the ore deposit not only preserves the features of initial mineralization, but also gets additional features of the subsequent mineralizations. Ore deposits of this kind may be either stratiform or vein-like and irregular; sometimes orebodies of many forms coexist or show cross-cutting relationships.

#### POLYGENETIC COMPOUND ORE DEPOSITS

Various ore deposits in the crust have underwent changes and transformation in varying degree after their formation. Polygenetic compound ore deposits as defined by the author [4] here indicate those ore deposits which evidently possess many-sided genetic characteristics as a comprehensive result of more than one mineralizations. They can be ascribed to neither endogenic nor exogenic ore deposits. Only by distinguishing them as a third genetic type of ore deposits can we understand and expound the mechanism of their formation.

Polygenetic compound ore deposits are formed through many mineralization stages, from many material sources, and of many genetic types.

Polygenetic compound ore deposits vary greatly in many respects, depending on the concrete history of geotectonic development and conditions of ore formation. Based on available data, they may be divided into three models according to their common genetic characteristics, i.e., superimposition-richening, transformation-richening, and reconstruction-concentration.

##### 1. Polygenetic Compound Ore Deposits of Superimposition-Richening Type

Polygenetic compound ore deposits of this type have underwent two or more geotectonic-metallogenic stages. Magmatic, metamorphic and other ore-forming processes alone or jointly carry new ore materials or form a new ore deposit, superimposing on an older deposit as a base formed at an earlier stage (generally with transformation). Ore deposits of this type have often become most complicated with a tenor high-

er than that for original ones. Such ore deposits are formed in the following ways:

- (a) sedimentary + hydrothermal or/and contact-metasomatic;
- (b) metasedimentary + hydrothermal or/and contact metasomatic;
- (c) volcanogenic-sedimentary or volcanogenic-metasedimentary + hydrothermal or/and contact-metasomatic;

## 2. Polygenetic Compound Ore Deposits of Transforming-Richening Type

By this type we mean a polygenetic compound ore deposit formed by the individual or joint action of magmatic hydrothermal solutions, subsurface water solutions and tectonic processes which have strongly remade a pre-existing deposit (sometimes with superimposition to some extent). The pre-existing deposit can be improved in quality by means of transformation (chiefly transformation, but also superimposition) or by plastic flow migrates to a favourable stratigraphic or structural position, forming a more valuable, vein-like stratiform, stratoid or chambered ore deposit. They have the following three ways of formation:

(a) magmatic hydrothermal transformation-richening type. Under this type we understand those polygenetic compound ore deposits transformation of which is due to magmatic hydrothermal solutions. Here can be distinguished:

- 1) sedimentary + hydrothermal transformation type;
- 2) metasedimentary + hydrothermal transformation type;
- 3) volcanogenic-sedimentary + hydrothermal transformation type.

(b) structural transformation-richening type. Polygenetic compound ore deposits of this type are formed as a result of transformation of pre-existing deposits by folding, faulting and other deformations. Such deformations may be accompanied by hydrothermal solutions, heated water and metamorphism. This type also can be enriched in ore grade. As a consequence, orebodies are often deformed and plastically flow to be concentrated in a favourable structural position, forming an ore pillar or ore shoot. The common modes of formation include folding-transformation type and fracture-transformation type, which can appear individually or in association.

(c) underground water transformation-richening type. Polygenetic compound ore deposits of this type are formed as a result of transformation of pre-existing deposits by underground water solutions, particularly by underground water containing  $\text{CO}_2$ . One of examples is the Huangmei siderite deposit (Fig. 5).

## 3. Polygenetic Compound Ore Deposits of Reconstruction-Enrichment Type

By this type we mean polygenetic compound ore deposits whose ore-forming materials originally were scattered in source beds, but later due to the action of underground water or hot aqueous solutions and magmatic hydrothermal or metamorphic hot solutions it migrated and

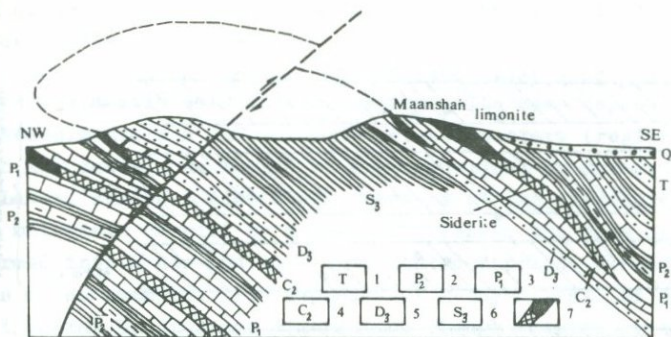


Fig. 5. Cross-section across the Huangmei siderite deposit in Hubei Province (After Hubei Metalluro-Geological Bureau)

1 - sandstone and shale of the Pugi Group and limestone of the Daye Formation; 2 - shale and marbl of the Longtan Formation; 3 - siliceous rock and flint limestone of the Maokou and Qixia Formations; 4 - limestone and dolomite of the Huanglong Formation; 5 - sandstone of the Wutong Formation; 6 - sandstone and shale of the Shamas Formation; 7 - limonite and siderite

concentrated into a favourable stratigraphic or structural position to form a deposit of economic value. The formation of the deposits may be accompanied by structural deformations. The modes of their formation are as follows:

(a) underground water reconstruction-enrichment type. Many deposits of uranium, lead, zinc, antimony, mercury and barite in Hunan, Guangxi, and Guizhou Provinces belong to this type.

According to Yao Zhenkai (1980), a certain uranium deposit in China occurs in strata of various ages, from Sinian to Cenozoic, but the age of mineralization without any exception is late Mesozoic-Cenozoic (Fig. 6). Meanwhile, the intensity of uranium mineralization is in direct proportion to the density of cracks. In the cracks and their close vicinity, the intensity of uranium mineralization has been distinctly increased. Moreover, controlled by faults and cracks, uranium mineralization may cut across several horizons (Fig. 7). Such strata-bound and structure-bound phenomenon cannot be explained, unless it results from the subsequent reconstruction-enrichment. It is clear that the formation of the deposit can be explained in terms of mobilization and redistribution of the primary contents of uranium in the source beds by circulation of hot aqueous solutions formed by dynamic metamorphism.

(b) metamorphic-hydrothermal enrichment type. The Hongtoushan copper-zinc deposit in Liaoning Province occurs in copper-bearing metamorphic rocks (2100 m.y.) composed of pre-Sinian interbedded biotite plagioclase-gneiss, sillimanite-gneiss and garnet-biotite-hornblende

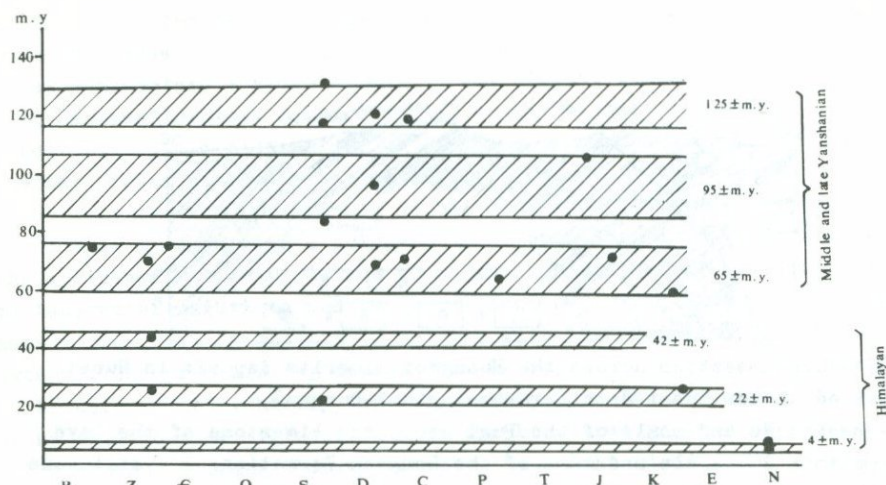


Fig. 6. Relationship between epoch of ore-bearing horizon and age of mineralization in some stratabound uranium deposits

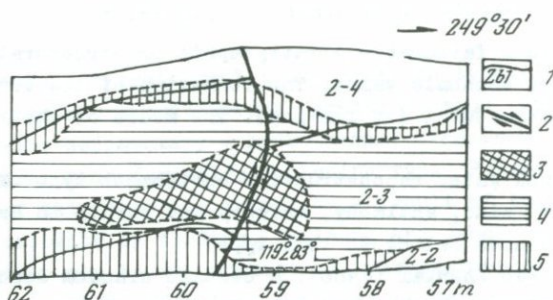


Fig. 7. Enrichment of uranium in ore-bearing horizons along a fault 1 - stratigraphic horizon and its boundary; 2 - fault; 3 - rich mineralization; 4 - economic mineralization; 5 - reserve ore grade

gneiss. The form of orebodies varies from prismatic, vein-like, strataoid to chambered. They are in jigsaw-like contact with enclosing rocks and subjected to clear metasomatism. At the same time, however, they are confined to a definite stratigraphic position, occur in conformity with the schistosity of the enclosing rocks and only few veins diagonally cut the schistosity.

The geotectonic settings of formation of polygenetic compound ore deposits of the above-mentioned various models are diverse and may be different either between the ore deposits of various models or between the various ore deposits of the same model. According to the geotectonic characteristics of China, they may be briefly summarized as follows.

1. A geosynclinal ( or pre-geosynclinal) ore deposit on which a diwa ore deposit is superimposed.

Polygenetic compound ore deposits formed under such a geotectonic condition are mostly seen in diwa regions. Its base deposit is generally a metasedimentary or volcanogenic-metasedimentary (regional metamorphism in all cases) one formed at a geosynclinal or pre-geosynclinal stage. Later, during a diwa stage, because of the introduction of ore-forming materials carried by magmatic processes the base deposit is transformed into a new and more complicated deposit. Here we take iron deposits as an example. Iron deposits of geosynclinal (or pre-geosynclinal) type may be of large dimensions. Though originally the iron content is only 20-30%, it can be considerably increased and the deposit can change into a big and rich one, if on it a deposit of diwa type is superimposed later.

2. A platform ore deposit on which a diwa ore deposit is superimposed

Polygenetic compound ore deposit of this type refers to what is based on a sedimentary deposit formed during a platform stage and enriched by a diwa ore deposit carried mostly by magmatic activity.

3. A platform ore deposit changed and enriched by diwa tectonism  
Polygenetic compound ore deposits of this type in most cases are originally platform-type sedimentary deposits, changed (or chiefly changed) and enriched later, during a diwa stage, by the action of heated water, magmatic processes and structural deformations.

4. A diwa ore deposit changed and enriched by diwa tectonism  
The process of diwa development may be divided into three periods, namely, the initial-mobility period, maximum-mobility period and residual-mobility period. The most intense magmatism, tectonism and metamorphism appear in the maximum-mobility period. Sedimentary of volcanogenic-sedimentary ore deposits formed in the initial-mobility period may be changed and sometimes enriched later, particularly in the maximum-mobility period.

5. A pre-diwa ore deposit reconstructed and enriched by diwa tectonism

Polygenetic compound ore deposit under such a geotectonic condition are formed by the action of hypogene heated water generated during a diwa stage. The heated water mobilizes ore substances dispersed in structural levels representing various pre-diwa stages and enrich them to form an economically valuable deposit. These ore deposits mainly developed in diwa-regions. They are mainly based on strata bound (i.e., sedimentary or volcanogenic-sedimentary, metasedimentary or metavolcanogenic-sedimentary) deposits, or original deposits (or source beds) are confined to a definite stratigraphic position. Therefore, after superimposition, transformation and reconstruction by later minera-

lizations, polygenetic ore deposits as we see them today still preserve the features of strata-bound deposits.

Moreover, subsequent superimposed deposits or enriching and concentration caused by later mineralizations can also be stratigraphically controlled. For example, contact-metasomatic superimposed deposits generated by later magmatic processes often possess the characteristics of selective replacement, thus being confined to a definite stratigraphic position.

For the superimposed-enriched or transformed-enriched ore deposits formed by later magmatic intrusion (or eruption), besides stratigraphic control (if any) of the original ore deposits, it is necessary to consider a magmatic control at the same time. As the subsequent mineralizations superimposing on or transforming the original ore deposits result from magmatism, they are inevitably controlled by the petrochemical composition, position, morphology, trend, regularities in distribution and contact zone of the related igneous body.

Structural deformations often participate in the formation of polygenetic compound ore deposits. Therefore, when we search for this type of mineral deposits associated with structures, it is also reasonable to study the regularities in structural control. This is true, of course, for those polygenetic compound ore deposits whose original deposits or source beds are directly or indirectly controlled or influenced by structures (e.g. volcanogenic-sedimentary and sedimentary ore deposits in various basins) or whose later transformation and reconstruction are directly caused by tectonic movements. Even if for those polygenetic compound ore deposits whose late superimposition, transformation and reconstruction are caused by magmatism and the action of underground water, it is also necessary to pay attention to structural control, because magmatism and underground water are often controlled by structures, too. In this case structural control is an indirect factor for the formation of these ore deposits.

### Theoretical and Practical Significance of the Study of Polygenetic Compound Ore Deposits

#### 1. Theoretical Significance

(a) In classifying the genetic types of mineral deposits. According to traditional genetic concepts, mineral deposits are divided only into endogenic and exogenic.

After a thorough study, however, many ore deposits are found to be similar both to endogenic and exogenic ones, with the result of difficulty in making a clear distinction between them. Frequently they are fit to be included in neither endogenic nor exogenic category. The reason is that these ore deposits are by no means monogenetic. Therefore, the presentation and expounding of polygenetic compound ore deposits can help us to solve such a difficult problem.

(b) In defining the directions for prospecting. Previous theories

concerning defining the direction for prospecting were based on concepts of monogenetic ore deposits. For example, in regard to endogenic ore deposits, one often devotes much attention to chemical composition of magmatic rocks, structure of intrusions, regularities in their distribution and, finally, wall rock conditions. In regard to exogenic ore deposits, one frequently attaches primary importance to ore-bearing stratigraphic horizons and features of sedimentary formations. These theories in most cases have encountered difficulties in such areas as China with complicated geotectonic features and genesis of mineral deposits. The study of polygenetic compound ore deposits enables us to open up a new domain in the theoretical study of the directions for prospecting. According to a preliminary analysis, at least the following points need to be paid attention to.

#### 1) Necessity of Comprehensive Study and Analysis

Based on the complex nature of the factors controlling the formation of polygenetic compound ore deposits, in studying the regularities in distribution of these deposits and the directions for their prospecting, we shouldn't overemphasize one regularity in ore control at the expense of the others. In other words, we shouldn't study them according to the prospecting concepts of monogenetic ore deposits and experience regularities, but ought to link stratigraphic control, magmatic control and structural control together, comprehensively study and consider them. The above-mentioned comprehensive control of the Shilu iron deposit is enough to illustrate this.

#### 2) Making a Concrete Analysis of Concrete Conditions

Polygenetic compound ore deposits are varied. As mentioned above, there are many models and types of metallogenesis as well as various geotectonic conditions of ore formation. Therefore, in search for minerals we must deal with different mineral deposits in different ways, in accordance with the history of metallogenic development, geotectonic setting and the conditions of formation of concrete mineral deposits, and explore the directions for prospecting and ore indications corresponding to the reality.

#### Practical Significance

The study of polygenetic compound ore deposits is of great economic importance. The principal reasons are as follows:

(a) being increased in the tenor of ore, these ore deposits are often of larger economic value than their original deposits. As for source beds, they may become economically valuable from the concentration of originally dispersed ore-forming elements. Therefore, such ore deposits can be regarded as important targets for search for rich ore deposits. The study of the process of their formation, peculiarities of their occurrence and ore indications will contribute to search for rich ores with greater, faster, better and more economical results.

(b) they are mostly formed in a tectonic region, the diwa region, with such complex geologic history as in China, and abundantly occur in it. Diwa regions spread widely in the world. Therefore, polygenetic compound ore deposits are plentiful: Diwa regions in China occupy more than two thirds of the whole country's area. Clearly, the study of the metallogeny and distribution of these ore deposits will contribute to accelerating the prospecting and prognosis of mineral resources needed for the realization of "four modernizations" in our country.

By the above-mentioned reasons, in the last years polygenetic compound ore deposits have attracted the high attention of many investigators in the fields of economic geology, geochemistry, and particularly metallogeny, both at home and abroad. Much attention should be devoted to metallogenetic investigations.

Metallogeny, as is defined here, deals with the process of formation of mineral deposits and the regularities in their distribution from the geotectonic point of view. It combines economic geology, the relatively narrow discipline, with geotectonics to explore metallogenetic theories. The above-mentioned polygenetic compound ore deposits, genesis of which is long debated and the directions for their prospecting are difficult to define, can be understood fully, if we use the metallogenetic methods of investigation, carry out a comprehensive study on the basis of the new geotectonic theory, probe them from the viewpoint of their development and connection, and, finally, make a concrete analysis of concrete conditions.

#### R e f e r e n c e s

1. Chen Guoda et al. Geotectonic genetic conditions of the Shilu iron ore deposit, Journ. Central-South Institute Mining & Metallurgy. Geotectonica et Metallogenia, Changsha Inst. Geotect., Academia Sinica, Changsha: 1977, vol. 2, N 2.
2. Chen Guoda et al. Tectonic map of China (according to diwa theory), 1:4,000,000. Beijing: Cartography press, 1977.
3. Chen Guoda et al. Outlines of tectonics of China (an explanation of the tectonic map of China, 1:4,000,000). Beijing: Seismology press, 1977.
4. Chen Guoda. Methods of Metallotectonic Researches. Beijing: Geol. press, 1978.
5. Chen Guoda. On the tectonics of China. - Global Tectonics and Metallogeny, 1981, vol. 1, N 3, p. 276-285.
6. Leng Shengqiang et al. Experiments on the physico-chemical genetic conditions of the rich iron deposit. Shilu ore district, Hainan. Abstr. Congr. Geol. Soc. Hunan, 1979.

УДК 553.3.078.2

## МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СССР

Ю.Г.Сафонов, Г.Г.Кравченко, Л.И.Лукин, Е.П.Мелиновский, В.Ф.Чернышев  
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г.Москва, СССР

Исследование структур рудных полей и месторождений целенаправленно проводится в СССР в течение полувека. Оно зародилось благодаря трудом А.В.Королева, В.М.Крейтера, А.В.Пэка, Ф.И.Вольфсона, Н.И.Бородаевского и др. и развивается их многочисленными последователями и учениками.

Изучение геологии месторождений, выявление условий залегания руд издавна было предметом познания на всех стадиях развития горного дела и разработки учения о рудных месторождениях. Однако лишь в начале нашего столетия описание структур месторождений и рудных полей стали сопровождаться детальным изучением условий формирования и локализации оруденения. В нашей стране это привело к оформлению исследований структур рудных полей и месторождений в самостоятельное научное направление учения о рудных месторождениях, опирающееся на определенную теоретическую базу и имеющее свою методологическую основу.

Главной теоретической базой советской школы исследователей структур рудных полей и месторождений являются геолого-исторический подход к изучению закономерностей локализации оруденения, комплексное рассмотрение различных факторов рудообразования на реальной геологической основе, прежде всего на данных геологического картирования разных масштабов. При изучении структуры месторождения выявляется последовательность ее развития с установлением роли и значения тектонических движений и изменения состояния и свойств рудомещающей среды в процессе рудоотложения.

Самые общие закономерности локализации месторождений различных генетических классов обуславливаются их приуроченностью к тому или иному структурному этажу при неодинаковых соотношениях тектонических, магматических и петрофизических факторов контроля оруденения.

Представления о структурных этапах как образования, отражающих определенные крупные этапы геологического развития данного региона, нацеливают на обязательное исследование истории формирования структуры

месторождений в непосредственной связи с изучением особенностей геологического развития рудоносных территорий. Наиболее четко зависимость структуры рудных полей и месторождений от особенностей вмещающего структурного этажа проявляется в складчатых областях и на активизированных платформах. Свообразны структуры месторождений, приуроченных к вулканическим толщам, представляющим верхний ярус геосинклинального этажа либо специфические образования орогенного этапа. В последних случаях значительную роль в контроле оруденения приобретают увследованные структурные формы, возникшие в предшествующие этапы развития территории - в этап складчатости и платформенный этап.

В областях тектоно-магматической активизации оруденение локализуется как в увследованных, так и во вновь образованных структурных формах земной коры. Важнейшая роль предьстории развития рудоносных территорий и особенно фактора увследованности в формировании структур рудных полей и месторождений определено выражается в последнее время и в общей типизации структур. Наряду с традиционно выделяемыми генетическими типами локальных рудоконтролирующих структур: магматическими (интрузивными), тектоническими (складчатыми, разрывными), - в настоящее время часто используются понятия о вулканогенных, вулканотектонических, плутоногенно-тектонических (интрузивно-тектонических) структурах месторождений.

В теории формирования структур магматических месторождений пока еще недостаточно раскрыты физические и пространственные закономерности развития явлений гравитационной дифференциации, кристаллизационного расслоения магмы, ликвации, периодичности и путей поступления рудно-силикатных расплавов.

В последнее время неоднозначно трактуются общие условия формирования рудоносных массивов ультраосновных пород. Предполагается, что хромитовосные и некоторые другие интрузивы в складчатых областях выведены в верхние зоны земной коры в результате крупноамплитудных шарьяжных перемещений и посредством протрузивного механизма.

Опыт детальных геолого-структурных исследований советских геологов показывает, что становление и особенности магматических месторождений в основном определялись интрузивными процессами, протекавшими в складчатых и платформенных областях в различных внешних тектонических условиях. В связи с этим для установления условий залегания рудных тел представляется обоснованной нацеленность на исследование прежде всего условий раскристаллизации рудно-силикатных расплавов, на выявление структурных элементов этого периода.

В исследовании структур разнообразных постмагматических месторождений в нашей стране традиционно сохраняется исторический подход. При изучении скарновых месторождений основное внимание уделяется морфологии контактовых поверхностей карбонатных и алюмосиликатных пород, которыми контролируются скарново-рудные тела. Выявляется роль в рудоотло-

жении пластических деформаций карбонатных толщ и развития разрывных нарушений.

Исследования структур грейзеновых и высокотемпературных гидротермальных месторождений, обычно приуроченных к гранитоидным массивам, проводятся на основе изучения истории становления этих массивов. При этом выявляются структурные элементы контракционного происхождения, наложенные разрывные нарушения и роль тех и других в локализации оруденения. При их анализе исследование рудовмещающих структурных элементов обычно сопровождается изучением региональных структур. Для этих рудных полей и месторождений характерно сочетание структурных элементов "плутогенного" (интрузивного, контракционного и иного) происхождения с тектоническими. Совместное проявление разнородных рудоконтролирующих структурных форм и элементов характеризует многие месторождения, размещающиеся в областях активного палеовулканизма. Однако в этих областях многие месторождения (полиметаллические, золотосеребряные и др.) контролируются лишь тектоническими структурными элементами.

Тектонические складчатые, складчато-разрывные и разрывные структуры свойственны вольфрамитовым, свинцово-цинковым, медным, золоторудным, сурьмяно-ртутным и иным гидротермальным месторождениям. При их исследовании, как и при изучении вышеотмеченных рудных полей и месторождений, советские геологи опираются на теорию сопротивления и разрушения материалов, на достижения специальной области геологических исследований - тектонофизики. Широко осуществляются моделирование и экспериментальное изучение природных тектонических процессов. Тектонофизические методики исследований все больше используются при изучении структур рудных полей наряду с традиционными методами анализа складчатости, разломов, трещин, микроструктурным изучением пород и т.д. Исследование факторов структурного контроля эндогенного оруденения в нашей стране проводится в комплексе с изучением влияния физико-механических свойств пород на локализацию рудной минерализации. В последнее время такое комплексирование значительно усилилось. Это позволяет реконструировать реальные поля палеонапряжений, существовавшие в период рудообразования, разрабатывать определенные модели гидродинамических систем рудообразования. В конечном итоге удается получать более полное представление о геолого-структурных и петрофизических условиях рудообразования и их соотношениях с физико-химическими факторами рудоотложения. Выявлению этих соотношений, определяющих не только пространственное размещение оруденения, но в значительной мере и его интенсивность, способствуют общие теоретические разработки в области структурных условий рудообразования. К их числу можно отнести исследование роли фактора глубинности в развитии структур и в рудообразовании вообще, изучение общих свойств среды рудообразования, ее химических и физических характеристик, выявление возможного положения источников рудных веществ, типа и положения рудоподводящих каналов. Для изучения условий гидротер-

мального рудообразования полезной представляется оценка общей проницаемости среды, определяемой структурой рудовмещающих толщ, физико-механическими свойствами пород, геодинамической обстановкой, что в целом охватывается понятием о структурной открытости-закрытости среды рудостолжения.

На основе этого понятия представляется возможным подойти к выяснению общих взаимосвязей между геолого-структурными и физико-химическими условиями гидротермального рудообразования. Имеющиеся данные по скарновым, по ряду типичных гидротермальных - вольфрамитовых и золоторудных-месторождений показывают, что оптимальные условия для рудостолжения возникают при определенных благоприятных сочетаниях открытости структурной обстановки и физико-химического состояния рудовосных растворов в соответствии с их общей эволюцией в постмагматическом процессе.

Накапливающиеся данные все в большей мере указывают на необходимость изучения специфических условий тектоно-физического развития локальных рудовмещающих блоков земной коры, определяемых их зависимостью от глубинных процессов. Такой подход к изучению условий рудообразования намечается в данных о рудно-магматических системах. Представляется необходимым его углубление с учетом многофакторных зависимостей рудообразования и сложностей геологической обстановки.

В общем усилении комплексности изучения рудных полей и месторождений, выявлении не только качественных, но и количественных характеристик геолого-структурных условий рудообразования видятся дальнейшие перспективы развития исследований структур рудных полей и месторождений, возрастание их роли в решении все усложняющихся задач рудной практики.

Соответственно потребуются и совершенствование методического обеспечения исследований во всем их широком диапазоне - от аэрокосмического изучения земной поверхности до микроструктурного анализа с особым вниманием к реставрации геологической обстановки условий рудообразования.

ZONED PRECIOUS METAL VEIN SYSTEMS IN THE NATIONAL DISTRICT  
HUMBOLDT COUNTY, NEVADA, U S A

P.G.Vikre

ASARCO Incorporated

Great Basin Exploration Division, Plumb Lane, Reno, USA

The National district, 33 kilometers (20 miles) southeast of McDermitt, Nevada, United States of America, produced 6.800 kilograms (200,000 ounces) of gold and 25,500 kilograms (750,000 ounces) of silver during the period 1906-1941 (Fig. 1). Mineralization occurs as quartz-sulfide-silicate veins within a 900 meter (3000 feet) thick sequence of eruptive and intrusive Miocene volcanic rocks which vary in composition from basalt to rhyolite (Fig. 2). Veins formed about 15.6 million years ago. Associated rhyolites, 21 to 15 million years old, are partly correlative with rocks of the McDermitt caldera 17 kilometers (10 miles) to the west, although styles of volcanism differ. The volcanic pile at National is highly faulted and deposits are localized within an orthogonal set that coincides with major upper crustal structures in the northern Great Basin. Intrusive rhyolite and eruptive centres spatially related to National mineralization partly define the Goosey Lake depression, a subsidence basin situated on the western edge of the Owyhee volcanic plateau (Fig. 3).

Wallrock at National is progressively hydrolyzed toward veins to assemblages dominated by chlorite+calcite, illite/montmorillonite+quartz+pyrite, and kaolinite+quartz+pyrite. Assemblages exposed by exploration on Buckskin Mountain are complete to the paleosurface. Planar, open-space filled veins disperse upward into structurally unconfined, flat-lying zones of kaolinite+quartz, quartz+alunite, and chalcedonic silica+quartz-altered rhyolite, the paleosurface assemblage (Fig. 4). Metals in the system also display strong vertical zoning with mercury abundances highest 0 to 250 meters (0 to 800 feet), antimony 150 to 450 meters (500 to 1500 feet), and gold-silver 250 to 750 meters (750 to 2500 feet) below the paleosurface. Metallic minerals in four nested and coalescing stages of vein mineralization include cinnabar, stibnite, electrum, silver sulfosalts and selenides, and base metal sulfides. Vein silicates are quartz, kaolinite, illite and, at depth, muscovite (Figs; 5A, 5B).

The spatial distribution of hydrothermal sulfides and silicates throughout Buckskin Mountain is strongly influenced by physical properties of premineralization volcanic rocks. Porous and permeable rhyolite tuff capping Buckskin Mountain is pervasively hydrolyzed to laterally extensive silica, alunite, and kaolinite-bearing assemblages which lack recognizable tabular zones of open-space filling. Underlying dense and brittle rhyolite flows that break with sharp, linear fractures confine

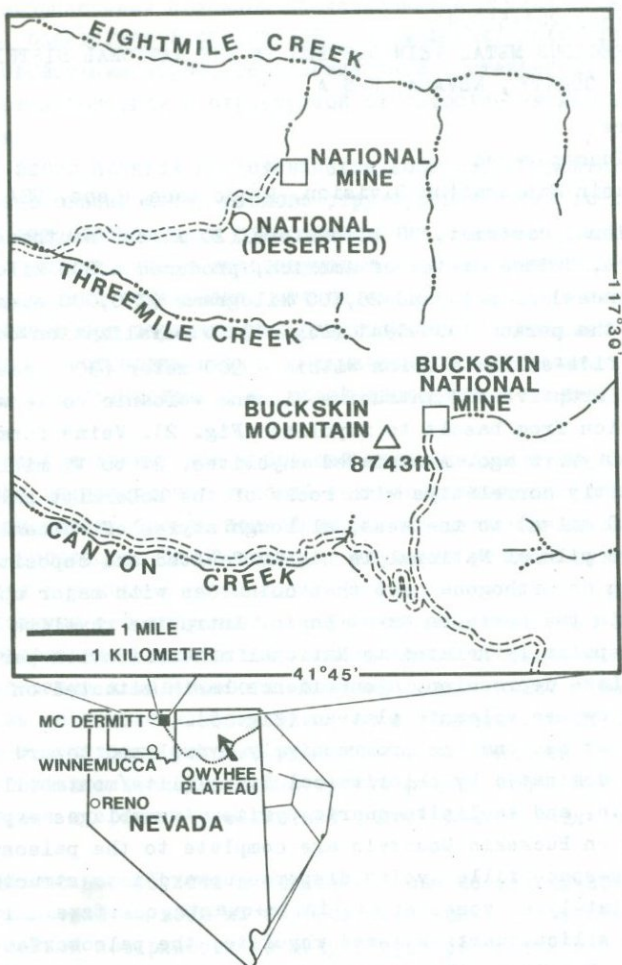
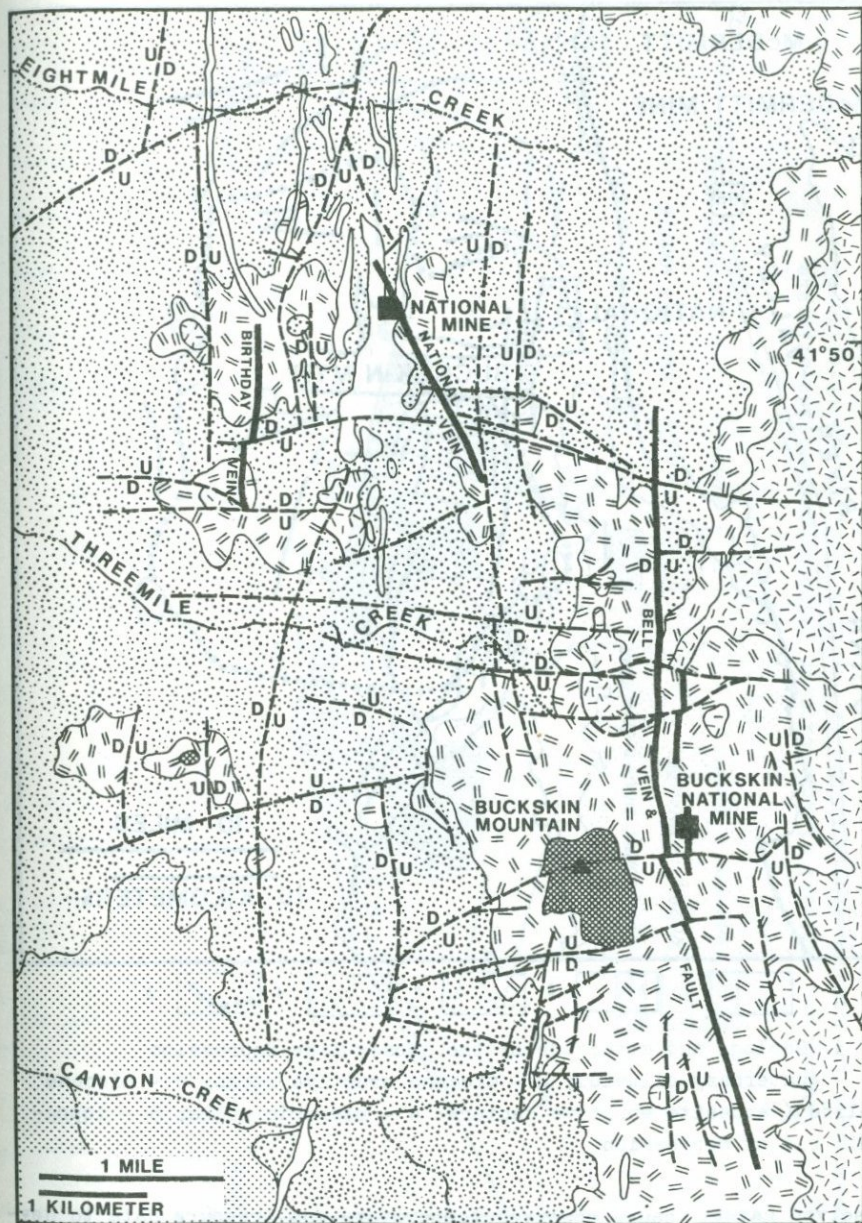


Fig. 1. Index map showing location of the National District, Humboldt County, Nevada, USA

hydrothermal mineralization to a relatively few planar conduits flanked by parallel, coalescing selvages of progressively hydrolyzed wall rock.


Fluid inclusion studies show that during mineralization at Buckskin Mountain solutions boiled in the upper parts of the system. Hydrothermal assemblages were deposited from low salinity (1 to 2 weight percent NaCl) fluids in the temperature range 150°C to 295°C. Precious metal precipitation occurred at about 250°C, in part from non-boiling solution (Fig. 6). Periodic restrictions to convective heat loss resulting from silica deposition and episodic fluid circulation, and



**POST-MINERALIZATION**

 RHYOLITE AND QUARTZ LATITE

**MIOCENE**

 RHYOLITE TUFF

 RHYOLITE AND QUARTZ LATITE

**PRE-MINERALIZATION**

 RHYOLITE DIKES AND STOCKS

 ANDESITE

**TRIASSIC-JURASSIC**

 FINE-GRAINED METASEDIMENTARY ROCKS

Fig. 2. Geologic map of the National District

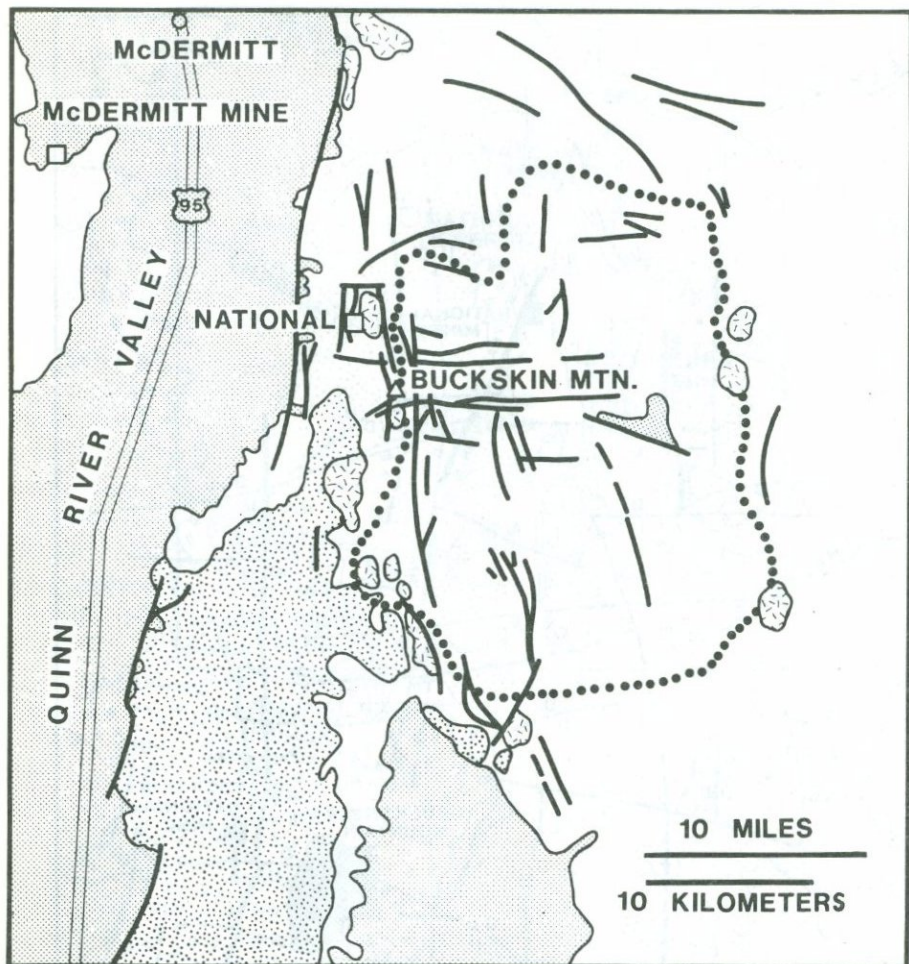


Fig. 3. Geology and structure of the Goosey Lake depression

1 - quaternary alluvium; 2 - miocene eruptive rocks; 3 - miocene rhyolite & andesite eruptive centers; 4 - mesozoic rocks; 5 - topographic rim of depression

dissolved gases, cause observed temperature and pressure data to deviate somewhat from an ideal hydrostatic model. The vertical temperature gradient permits a water-saturated melt of granitic composition about 3000 meters (9,900 feet) below the paleosurface during mineralization. Condensation of isotherms below 200°C reflects paleosurface proximity (cooling by conduction and steam loss) as well as accelerat-

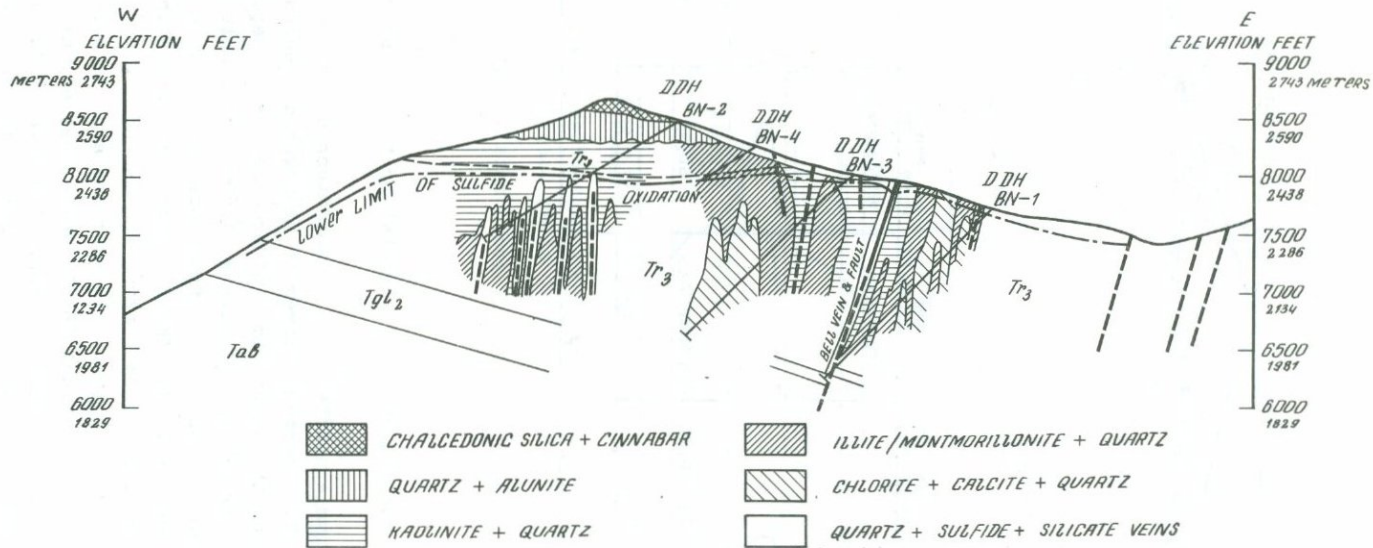


Fig. 4. Lateral and vertical distribution of hydrothermal sulfide-silicate assemblages in Buckskin Mountain. Tr<sub>2</sub> is rhyolite tuff, Tr<sub>3</sub> is rhyolite flow

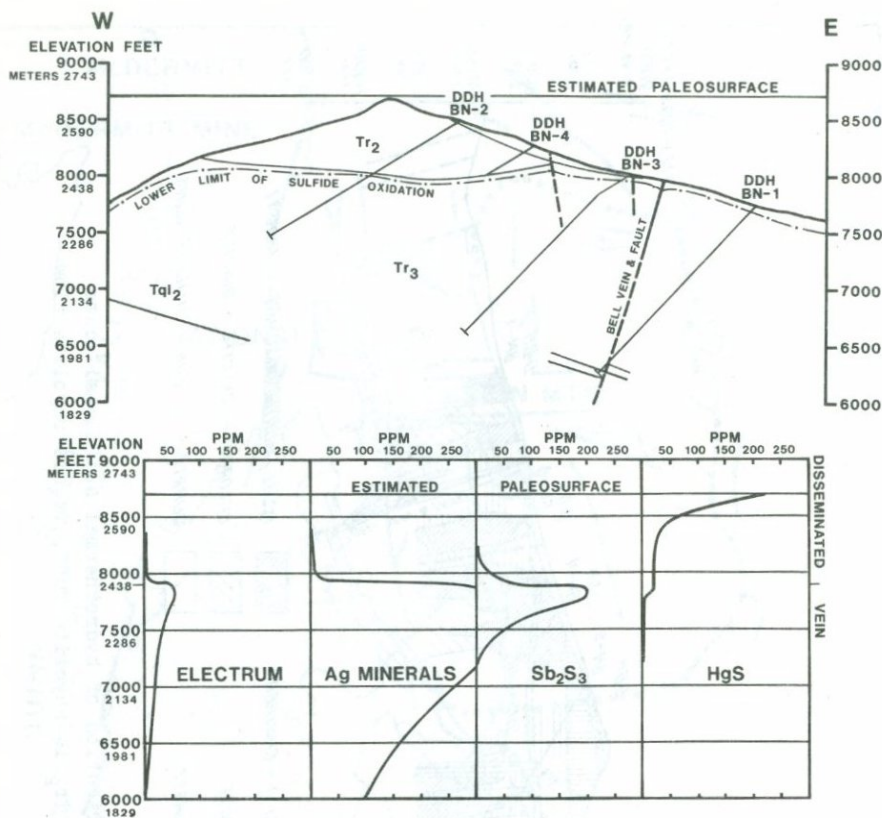


Fig. 5A. Abundances of vertically zoned metallic minerals in Buckskin Mountain

ed convective cooling of fluid circulating through permeable rhyolite tuff.

Vein electrum and sphalerite compositions are strongly controlled by elevation. Mole percent silver in electrum decreases from 0.50 at depth to 0.38 at the upper limit of precious metal deposition, a vertical distance exceeding 500 meters (1,650 feet). Mole percent FeS in coexisting sphalerite decreases from more than 20 to about 2 within the same interval (Fig. 7). These trends correlate with decreasing temperature and slightly increasing  $fS_2$  and pH during mineralization (Fig. 8). Chalcedonic silica, cinnabar and alunite were deposited at temperatures less than about 180°C, while most stibnite and kaolinite precipitated in the temperature range 180°C to 250°C. The formation of alunite probably raised pH and promoted cinnabar (and stibnite) precipitation by consuming  $H^+$ . In addition to temperature, proximity to the paleosurface and permeabilities and tensile properties of host

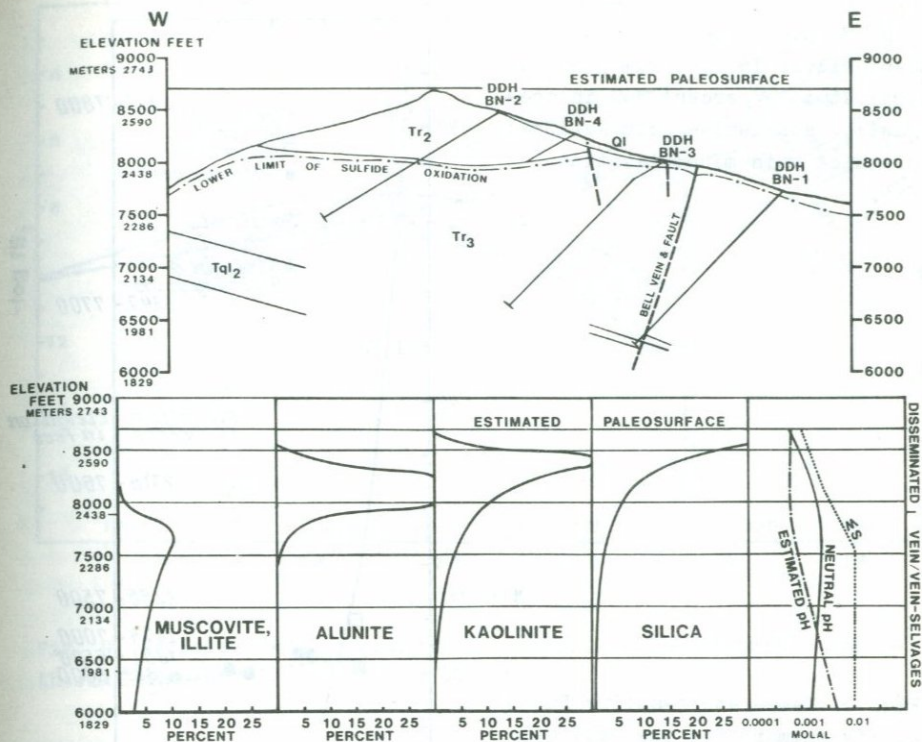


Fig. 5B. Abundances of vertically zoned hydrothermal phases and components in Buckskin Mountain. pH is in molality  $\times 10^{-3.0}$

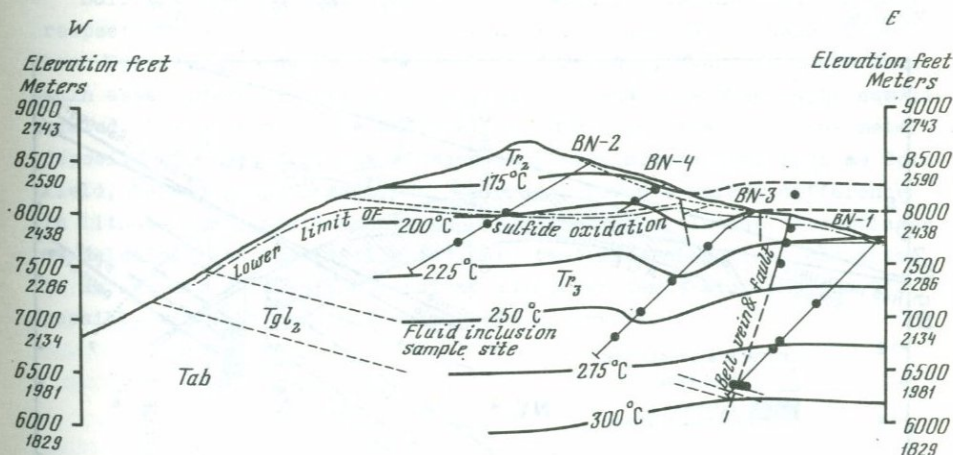


Fig. 6. Thermal history of mineralization at Buckskin Mountain based on fluid inclusion data from quartz and calcite

Fig. 7. Elevation and mole percent silver in electrum plotted against mole percent FeS in coexisting sphalerite from National district vein mineralization

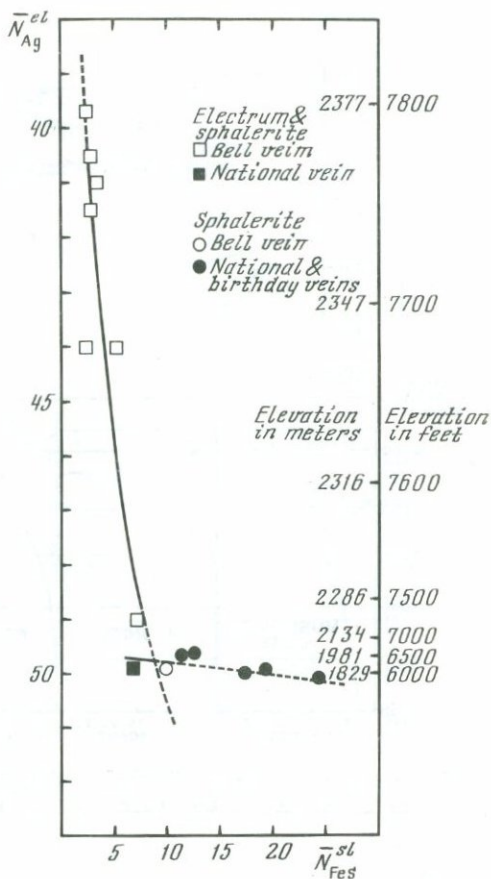
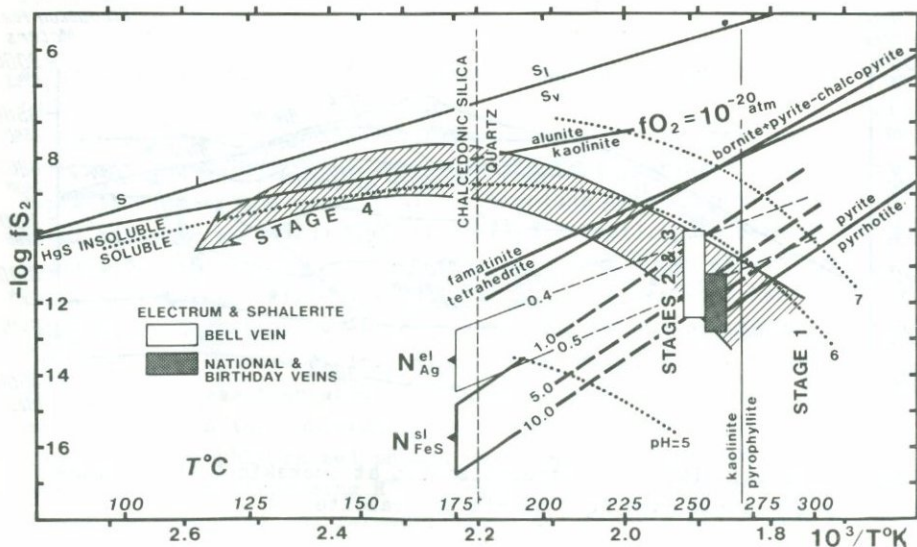


Fig. 8. Temperature-sulfur fugacity summary for the National district hydrothermal system. Stages 1, 2, 3, and 4 refer to vein assemblages in Buckskin Mountain



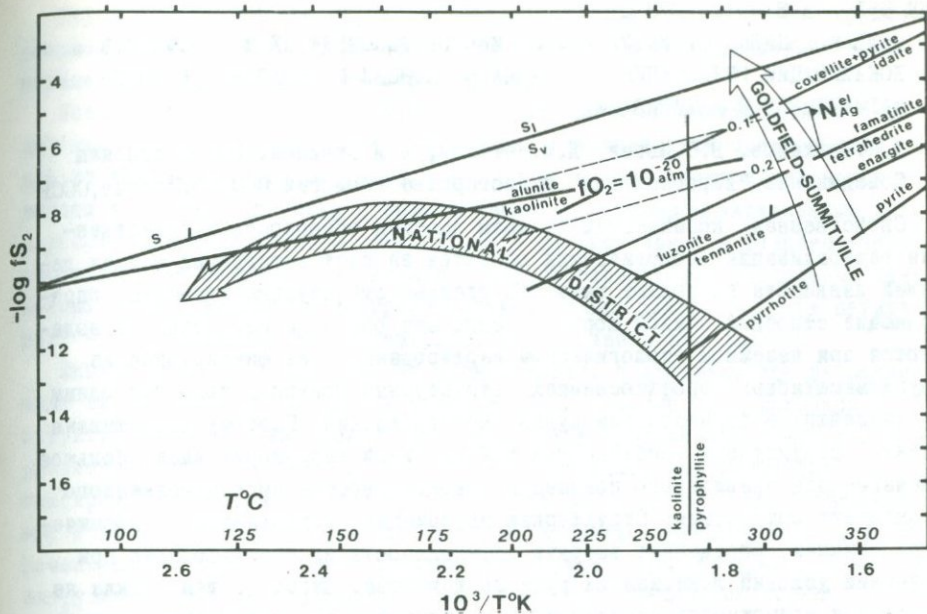


Fig. 9. Proposed T- $fS_2$  summary for the Goldfield-Summitville hydrothermal system

rocks greatly influenced the distribution of kaolinite, alunite, stibnite, cinnabar and chalcedonic silica in Buckskin Mountain.

Sulfide-silicate zoning at Buckskin Mountain is analogous in many respects to that recorded for several Recent thermal systems, Steamboat Springs, Nevada, and Roosevelt Hot Springs, Utah, although Buckskin assemblages are volumetrically larger and more chemically equilibrated. Comparison of the National district to other precious metal deposits with zoned silica-alunite-kaolinite alteration, such as Goldfield, Nevada, and Summitville, Colorado, reveals marked differences in lithotectonic environments and hydrothermal evolution. Assemblages at Goldfield and Summitville indicate that mineralization took place in an extreme sulfidation gradient at higher temperatures (Fig. 9), possibly within a confined hydrologic reservoir.

## РОЛЬ КОЛЫЦЕВЫХ СТРУКТУР И ЛИНЕАМЕНТОВ, ФИКСИРУЕМЫХ ИЗ КОСМОСА, В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ И ОБЛАСТЯХ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В.Н.Бреханов, В.С.Когев, Л.М.Натапов, А.Л.Ставцев, Н.А.Яблонская  
Объединение "Аэрогеология" Министерства геологии СССР, г.Москва, СССР

Свойственная космическим снимкам высокая обзорность и естественная генерализация геологических объектов за счет интеграции мелких деталей ландшафта позволяют выявлять главные структурные элементы, определяющие строение земной коры. Нередко эти основные структуры не выделяются при наземном геологическом картировании и не фиксируются на крупномасштабных аэрофотоснимках. Структурный контроль является одним из важнейших в формировании рудных месторождений. Поэтому объективная оценка структурных особенностей той или иной территории имеет большое значение для правильного понимания закономерностей пространственного размещения оруденения. Структурная информация, содержащаяся в космических снимках, определяет высокую эффективность их использования при изучении условий локализации рудного вещества. Вместе с тем также не исключена возможность уточнения по космическим снимкам границ распространения рудоносных вещественных комплексов, обнаружения ранее неизвестных геологических тел, вмещающих оруденение. Наиболее вероятно это в малоизученных и слабообнаженных районах. В ряде случаев на космических снимках удается устанавливать не вскрытые эрозией или погребенные под молодыми образованиями объекты, в частности массивы интрузивных пород, которые могут играть существенную роль в размещении оруденения.

Учитывая геологическую изученность территории страны, в настоящее время объектами прогнозно-поисковых исследований могут быть месторождения, рудные поля и узлы; выявление новых значительных по размерам рудных районов, зон, а тем более провинций представляется маловероятным. Исходя из этого, в поисковом отношении наибольший интерес представляют структуры или их фрагменты, где благоприятные (с точки зрения локализации оруденения) геолого-геофизические, геохимические и другие обстановки реализуются на небольших площадях (не более 300-400 км<sup>2</sup>), соразмерных с рудными узлами, полями или месторождениями. При этом следует иметь в виду, что объекты, изучаемые при поисках стратиформных, порфировых и некоторых других руд, в принципе имеют большие размеры, нежели жильные или пегматитовые месторождения редких, цветных и благородных металлов.

Наиболее интересные данные при визуальном дешифрировании космических снимков получены в отношении линеаментов и структур центрального типа, с которыми в складчатых сооружениях и областях тектоно-магматической активизации связаны разнообразнейшие эндогенные руды.

Рудоносные кольцевые структуры подразделяются на 5 основных групп: дизъюнктивные (кольцевые разломы), пликативные (куполовидные), вулканогенные, плутоногенные и метаморфогенные.

Устаивается закономерная связь тех или иных месторождений с различными типами кольцевых структур. Так, благоприятной предпосылкой для ртутно-сурьмяного оруденения является наличие пликативных куполовидных кольцевых структур в областях мезо-кайнозойской активизации для сереброполиметаллического оруденения — дизъюнктивных и вулканогенных структур, для медно-молибденового — плутоногенных, преимущественно связанных с субвулканическими гравитоидами, для редкометалльного (в пегматитах) — плутоногенных или метаморфогенных (гравитогнейсовых).

Линезменты, установленные на космоснимках, подразделяются на различные типы в зависимости от их конкретного выражения в геологической структуре и физических полях. Так, выделяются протяженные зоны разломов различной глубинности (коровые, корово-мантийные, мантийные), морфологии (прямолинейные, извилистые, дуговые, в том числе ветвящиеся, кулисообразные и пр.), кинематики (сбросы, сдвиги, надвиги, сбрососдвиги и т.д.). Зачастую они контролируют положение отдельных вулканических построек и интрузивных тел (в том числе обуславливающих локализацию мелких кольцевых структур), структурно-формационных зон, зеленокаменных поясов и т.д., а также сопутствующих им разнообразных рудных месторождений.

Анализ пространственного размещения рудных месторождений в ряде районов СССР позволяет, исходя из их приуроченности к упомянутым выше структурным элементам, наметить следующие три группы.

I. Месторождения, пространственно связанные с кольцевыми структурами при подчиненной роли линезментов, ртутные, флюоритовые, оловянные, золотосеребряные, сереброполиметаллические, медно-молибденовые и другие, приуроченные к кольцевым структурам вулканогенного, плутоногенного или пликативного типа, осложненным радиальными и другими линезментами. Преимущественно развиты в областях мезо-кайнозойской активизации, проявленной в пределах древних щитов, плит и складчатых областей, а также в вулканических поясах. Примером месторождений этого типа служат мышьяково-ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня, Чукотки и Станового хребта, некоторые месторождения флюорита в Забайкалье, сереброполиметаллические руды Приохотья. Месторождения часто представлены телами неправильной формы, штокверками или различно ориентированными жилами.

Типичными представителями этой группы являются сурьмяно-ртутные месторождения Южного Тянь-Шаня — Хайдаркан, Кадамжай, Чаувай. Оруденение концентрируется в куполовидных складках, диаметр которых колеблется от I до 3 км. Рудные тела локализируются в палеозойских известняках в контакте с терригенной толщей, играющей роль экрана. Они имеют разнообразную форму: встречаются субпластовые залежи, линзы, тела неправиль-

ной формы, рудные столбы. Куполовидные складки и рудоконтролирующие разломы имеют молодой (юноальпийский) возраст, поскольку прослеживаются не только в палеозойских, но и в мезозой-кайнозойских (вплоть до четвертичных) отложениях. Куполовидные складки выражены в рельефе и поэтому отчетливо дешифрируются на космических снимках. Это позволило заметить потенциально рудоносные структуры на глубине — под экранирующей терригенной толщей или чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

2. Месторождения, пространственно связанные с линеэлементами, реже с приуроченными к ним локальными кольцевыми структурами вулканогенного и плутогенного типа, редкометалльные, медно-колчеданные, медно-полиметаллические, титаномagnetитовые, хромитовые, некоторые золотые и др. Преимущественно развиты в пределах складчатых поясов. К особому типу линеэментов относятся протяженные зоны разломов и чешуйчато-надвиговые дуговые зоны, с которыми связано стратиформное оруденение (железо, медь, свинец, цинк, флюорит и др.). Отмечаются как в складчатых областях, так и в активизированных частях платформ.

Эта группа представлена медно-полиметаллическими и медно-колчеданными месторождениями Урала, Кавказа и Казахстана, титаномagnetитовыми и хромитовыми рудами на Урале, различными кварцево-жильными месторождениями в Забайкалье. Преобладают субпластовые залежи, жилы и прожилково-вкрапленные зоны, контролируемые линейными структурами (наряду с которыми отмечаются и рудные тела, не имеющие систематической линейной ориентировки, а также штокверки). Закономерная линейная ориентировка также характерна для рудных тел стратиформного облика — джеспилитов (Алданский щит), медистых песчаников (Западное Приуралье, Забайкалье, Приангарье), полиметаллических руд (Западное Прибайкалье, Южное Верхоянье).

Изучение космических снимков Южного Урала показало, что большинство известных медно-колчеданных месторождений (Сибайское, Гайское, 50-летия Октября и др.) располагается в узлах пересечения крупных разломов меридионального и северо-западного направления. При этом последние впервые установлены при изучении космических снимков. Рудные тела локализируются в вулканогенных толщах основного состава. Наиболее распространены линейно вытянутые согласные и секущие, часто лентообразные залежи.

3. Месторождения, пространственно связанные как с кольцевыми структурами, так и линеэлементами, часто располагающиеся на их пересечении, молибденовые, медно-молибденовые, медно-порфировые, вольфрамтовые, оловянные, полиметаллические, золотые и другие, приуроченные к кольцевым структурам плутогенного, пликвативного или дизъюнктивного типа, контролируемым протяженными линеэлементами. Преимущественной приуроченности к каким-либо определенным геотектоническим областям не обнаружено.

Представителями этой группы могут служить молибденовые и вольфрамтовые месторождения Забайкалья и Станового хребта, оловянное оруденение Приморья, Приамурья и Верхоянья, полиметаллические руды Центрального

Казахстана, Кавказа. Наряду со штокверками отмечаются многочисленные жильные зоны, залежи и прожилково-вкрапленные руды, приуроченные к линейным структурам.

В качестве примера можно привести оловянное оруденение Верхоянья. Оно приурочено к скрытым зонам разломов, поперечным к простиранию складчатых структур. При этом рудные узлы располагаются над нескрытыми массивами гранитоидов. Пространственное положение последних контролируется пересечениями скрытых поперечных разломов и крупных диагональных разрывных нарушений. Обе системы разломов отчетливо дешифрируются на космических снимках. Иногда нескрытые массивы гранитоидов фиксируются на снимках кольцевыми структурами. Рудные тела представлены различно ориентированными жилами.

Как отмечалось, новая информация, полученная из ближнего космоса, носит преимущественно структурный характер. В результате вероятность выявления месторождений, контролируемых структурными факторами, в целом значительно выше, нежели вероятность выявления крупнообъемных месторождений, связанных в первую очередь с формационным составом пород (железистые кварциты, медистые песчаники, медно-никелевые руды в стратифицированных плутонах и т.п.). Вместе с тем в относительно менее изученных районах, как и в некоторых основных, имеются определенные предпосылки для выявления таких месторождений, в первую очередь порфировых руд меди, вольфрама, серебра и др. Важную роль в этом могут сыграть дешифрирование многозональных космических снимков и обработка изображений с использованием электронно-вычислительных машин.

Известно, что большинство уникальных месторождений находится несколько в стороне от основных металлогенических зон и даже провинций, как бы образуя самостоятельные рудные узлы (Удоканское, Крипл-Крик и др.). Таким образом, геологические элементы, предопределившие локализацию этих крупнейших рудных аномалий, существенно иные, нежели для звурядных месторождений. С этих позиций представляется необходимым при их изучении по космическим снимкам привлекать материалы по обширным территориям, выходящим за пределы известных металлогенических зон.

В целом космические снимки содержат ценную геологическую информацию, использование которой в настоящее время дает возможность заметить новые закономерности структурной локализации эндогенных рудных месторождений и тем самым выявить новые площади, перспективные в отношении оруденения. Обнаружение на космических снимках потенциально рудоносных структур и их наземная проверка привели к открытию рудных объектов в Верхоянье, Забайкалье, Прихотье, Южном Тянь-Шане, на Чукотке и Становом хребте.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЯКУТИИ В РАЙОНАХ  
РАЗВИТИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

В.И.Шур, В.А.Биланенко

Якутское производственное геологическое объединение  
Мингео РСФСР, г.Якутск, СССР

Эндогенные рудные поля Якутии, на размещение которых существенное влияние оказывает фактор магматического контроля, могут быть объединены в несколько групп, в каждой из которых выделяются структурные типы рудных полей и месторождений - внутриинтрузивные, контактовые, секущие, складчатые и комбинированные [3,4].

Для внутриинтрузивных рудных полей характерны частая ассимиляция пород кровли, а также тектонические деформации, приводящие к дроблению пород в эндо- и экзоконтактных частях массивов и обновлению протектонических элементов внутренней структуры. Структурные типы рудных полей и месторождений этой группы весьма разнообразны (кварцевожильные и жильно-грейзеновые, штокверковые, штокверково-жильные, грейзеновые, трубообразные и др.); также разнообразны и полезные ископаемые этой группы. Ведущая роль в их размещении принадлежит элементам внутреннего строения массивов.

Группе контактовых месторождений подразделяется на два структурных типа. Первый - это типичные крутые и пологие скарновые залежи сложной морфологии на контактах карбонатных и терригенно-карбонатных пород с гранитоидными массивами. В зависимости от элементов залегания контактов рудные поля могут иметь большие площади при пологих падениях или большой вертикальный размах при крутых. Благоприятным геологическим фактором для локализации оруденения этого типа является наличие существенно карбонатных фаций пород среди алюмосиликатных в зоне воздействия гипабиссальных интрузивов гранитоидных пород. Для приконтактных залежей важны следующие характеристики: а) значительные по площади пологозеленяющие поверхности соприкосновения гранитоидов и известняков; б) приуроченность скарновых залежей к отрицательным элементам неровностей контактовой поверхности, а также нарушенность контакта [1].

Скарны второго типа прямо не связаны с телами гранитоидных plutонов. Положение скарнов контролируется пластами мраморизованных скарнированных известняков среди сланцев в пологих антиклинальных складках над невскрытым интрузивным массивом, в зонах хорошо проработанных тектонических нарушений. Рудные тела - пластообразные залежи скарнированных известняков - характеризуются большой протяженностью и незначительными вариациями мощности рудного тела.

Секущие рудные поля - наиболее широко развиты в пределах Якутии группа рудных полей и месторождений. Рудные поля этого типа расположе-

ются обычно в надинтрузивной зоне; размещение их контролируется разрывными нарушениями. Рудные поля представлены в большинстве случаев минерализованными зонами дробления и смятия, жилами простой и сложной морфологии, штокверками и штокверкоподобными рудными телами. В качестве примера полей этого типа можно рассматривать месторождения центральной части Верхояно-Колымской складчатой системы, расположенные в терригенных песчано-сланцевых породах. Для рудных полей характерны кулисообразное расположение рудных тел по простиранию и падению, наличие многочисленных апофиз, сложные комбинации различных структурно-морфологических типов рудных тел в пределах рудного поля или даже отдельного месторождения. Основные рудные тела этих месторождений приурочены к взбросодвигам, формирование которых происходило в условиях того же поля напряжения, что и складок.

Отдельные месторождения этого типа локализируются в трещинах отрыва и скола в блоках между субпараллельными разломами. Чаще всего эти трещины ориентированы перпендикулярно (или диагонально) к ограничивающим разломам, образуя структуры, близкие к штокверкоподобным блокам. В клиновидных блоках интенсивность трещиноватости увеличивается на участках сочленения ограничивающих рудное поле разломов.

На территории Якутии известны рудопроявления сульфидного прожилково-вкрапленного типа. Вкрапленники, гнезда и густая сеть сульфидных прожилков образуют блоки минерализованных пород. В других случаях прожилково-вкрапленное оруденение контролируется линейными зонами интенсивно трещиноватых пород.

Складчатые рудные поля располагаются также в надинтрузивной зоне среди частого переслаивания горизонтов пород с контрастными характеристиками состава и физико-механических свойств. Складчатые рудные поля представлены стратиформными и стратифицированными залежами, занимающими изгибы, мульды, своды складок и моноклинали.

Как показали геологические исследования, проведенные нами [5], а также анализ геолого-структурных особенностей ранее выявленных эндогенных месторождений, на территории Якутии широко распространены рудные поля с комбинированным типом структур, которые локализируются обычно в близинтрузивной зоне. Эти рудные поля представляют собой сочетание субпластовых и крутопадающих секущих месторождений и рудных тел. Субпластовые рудные тела могут быть классифицированы как рудные тела, связанные с межпластовыми и внутривластовыми срывами, избирательным дроблением и оруденением отдельных пластов в складках, и обычно локализируются в породах, обладающих высокой первичной пористостью и проницаемостью. Последняя повышается за счет образования трещин и мелких пустот. В отдельных пластах, обладающих достаточной химической активностью, развиваются метасоматические залежи, но и в этом случае избирательное замещение вмещающих пород рудными минералами в значительной степени обусловлено деформациями. Субпластовые рудные тела выполняют полости межпла-

стовых срывов и отслоения образовавшихся на контактах толстослоистых и тонкослоистых известняков, известняков и глинистых сланцев, элевродитов и песчаников на крыльях антиклинальных складок. В моменты образования складок компетентные (впоследствии рудолокализирующие) пласты испытывали межслоевое дробление до крупно- и среднезернистого бракирования. Более тонкозернистые глинистые породы играли роль "несущих слоев". Во всех случаях породы, вмещающие оруденение, заметно отличаются по физико-механическим свойствам (пористость, проницаемость, хрупкость, пластичность и др.) от остальных пород рудных полей. Секущие рудные тела, приуроченные к крутопадающим разрывным нарушениям, являются типичными представителями морфологического типа рудных полей в разрывах, секущих слоистые толщи. Формирование рудных полей происходило в несколько этапов.

Перечисленные выше группы приблизительно отражают различное положение месторождений соответственно в интрузивной (внутриинтрузивный тип), околотнтрузивной (контактный тип), надинтрузивной (секущий и складчатый типы) и близинтрузивной (комбинированный тип) зонах (выделение зон по [2]), а также нередко структурное отличие формационного ряда месторождений. Последнее наиболее отчетливо прослеживается на оловорудных месторождениях, образующих следующий последовательный ряд месторождений, расположенных зонально относительно гранитоидных массивов: оловоносные пегматиты —> грейзеновые, кварцево-жильные и штокверковые месторождения касситерит-кварцевой формации —> оловоносные скарны месторождения касситерит-силикатной формации —> месторождения касситерит-сульфидной формации.

Последовательная смена генетических типов в вертикальном разрезе характерна для всех оловорудных районов Якутии, в связи с чем эти закономерности могут быть использованы при прогнозно-металлогенетических исследованиях.

#### Л и т е р а т у р а

1. Апельцин Ф.Р., Павлов Е.С. Разработки критериев прогнозирования и оценки вольфрамowych месторождений. - В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М.: Экспресс-информация ВИЭМСа, 1979, вып. 5, с. 1-22.
2. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Т. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.
3. Шур В.И., Катюжан Л.Л. Молибден. - В кн.: Геология СССР. Т.ХУШ. Ч. I, кн. I. Якутская АССР. М.: Недра, 1970.
4. Шур В.И., Флеров Б.Л. Олово, вольфрам. - В кн.: Геология СССР. Т.ХУШ. Ч. I, кн. I. Якутская АССР. М.: Недра, 1970.
5. Шур В.И., Спектор В.Б. Структурный контроль эндогенного оруденения Верхояно-Колымской складчатой системы. - В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Якутск, 1981, с.101-106.

NOTES ON THE ORIGIN OF GOLD IN EARLY PRECAMBRIAN GOLD VEIN  
DEPOSITS OF SOUTHERN AFRICA

R. Saager, M. Meyer

Mineralogisch-Petrographisches Institut  
Universität zu Köln, BRD

Detailed mapping and geochemical and mineralogical studies of mafic and ultramafic volcanics have been carried out in the Eersteling and Steynsdorp goldfields of South Africa. Both goldfields lie in early Precambrian greenstone terranes, the Pietersburg Belt and the Barberton Mountain Land, respectively, which suffered a mild metamorphic overprint. Generally, the gold deposits occur in discordant quartz veins which are typically localized in structurally more competent rocks, i.e. tholeiites and ferruginous cherts. The veins are thought to have formed by metamorphic secretion processes invoked by intruding granites.

The abundance of Mg, Al, Cr, Fe, Co, Ni, and Au was studied in a large number of samples originating from the two greenstone terranes. The analyses were carried out by XRF, AAS, and NAA. The data was evaluated by statistical methods and revealed:

- no differences in the gold contents of tholeiitic and komatiitic volcanics,
- the absence of a differentiation trend of gold in the investigated ultramafic to mafic range,
- no correlation between gold and the studied major and trace elements,
- the existence of regional differences in gold abundance.

It is suggested that in volcanic rocks accessory sulphide minerals are the principal gold carriers, and that the ultramafic and mafic volcanics, which in both studied goldfields form the country rocks of the deposits, constitute the source of gold.

Metamorphic overprinting of the volcanic rocks and not their gold level is considered to be the most important metallogenic factor for the formation of the gold veins by secretion processes. The extensive occurrence of epigenetic gold veins in Archaean granite-greenstone terranes is attributed to the unique evolution of such terranes. It resulted in the preserved synchronous occurrence of source rocks for gold, of granitic intrusions which generated the metamorphic secretion processes, and of dilatant structures suitable for ore deposition in spatially restricted areas.

## ПРИНЦИПЫ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОЙ ТИПИЗАЦИИ РУДОНОСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В.Г.Хомич

Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР, г. Владивосток, СССР

При систематике крупных сложно построенных "...рудных полей встречается очень много трудностей вследствие наличия преимущественно комбинированных структур" [6]. Опыт автора подтверждает, что в одном рудном поле можно встретить тектоно-метаморфогенные, тектоно-магматогенные, тектоногенные, тектоно-экзогенные (конседиментационные и т.п.) [16] структурные образования, влияющие на локализацию оруденения [9]. При совершенствовании существующих, создании новых классификаций исследователи стремятся изначально учесть реальность широкого распространения комбинированных геологических структур полигенного происхождения.

Необходимость разумного сочетания различных подходов к изучению структурных условий локализации оруденения, как взаимодополняющих и способствующих повышению эффективности геологических исследований в целом признается многими геологами. Поэтому во многих специальных классификациях учитываются и морфологические типы рудных тел, и генетические типы структур месторождений (В.В.Авдонин, Н.И.Бородаевский, А.В.Дружинин, П.Ф.Иванкин, М.М.Константинов, Н.П.Лаверов, Е.П.Малиновский, Е.М.Некрасов, В.И.Старостин и др.).

Существующие систематики рудных полей и месторождений не исчерпывают запросов науки и практики. Назрела необходимость создания специализированных классификаций для крупномасштабных прогнозно-металлогенических исследований. Комплекс показателей, по которым признается целесообразным проводить сравнение рудоносных геологических структур, видоизменялся в процессе многолетних поисков приемлемых вариантов систематики условий локализации оруденения. М.А.Усов, П.Ниггли, Г.Шнейдерхен, В.Н.Котляр, В.И.Смирнов и др. обосновали важность учета отношения оруденения не только к магматизму вообще, но и к вулканогенным, плутоногенным и т.п. образованиям. Многие критерии впервые были сформулированы Ф.И.Вольфсоном и Л.И.Лукиным [2]. Н.П.Лаверов и А.Б.Толкунов [7] предложили учитывать особенности геотектонического положения рудоносных образований, сформировавшихся в геосинклинальных, эпигеосинклинальных (орогенных) активизированных и платформенных областях. Представляется целесообразным пополнить ряд критериев не только данными о формировании оруденения в определенный тектоно-магматический цикл развития подвижных областей, но и возрасте, особенностях строения структурно-формационных зон [13]; длительности и увлеченности развития минерализованных площадей [3, 11]. Чтобы компенсировать известную узость генетических и морфологических систематик, увязать воедино дан-

ные по месторождениям, рудным полям, узлам и районам, необходим учет их размеров и особенностей геологической позиции. Очевидно, что комплексу названных требований могут отвечать систематики, специализированные на определенные полезные ископаемые и даже более — на отдельные формационные группы проявлений. Ниже на примере одной такой группы — золотосеребряной — показана применимость комплекса критериев типизации рудоносных геологических структур.

Золотосеребряное оруденение присуще субэаральным вулканогенным поясам, формирование которых связано с обособленным — орогенно-активизационным — циклом развития подвижных областей. Орогенный (орогенно-активизационный) эндогенный режим развития материков сопоставим по значимости с рифтовым, геосинклинальным и платформенным [1]. Возникновение золотосеребряной минерализации тесно сопряжено с тектоно-магматическими этапами и стадиями развития континентальных вулканогенных поясов и зон [14]. Месторождения формировались приблизительно в одинаковых условиях, predeterminedных особенностями орогенно-активизационного эндогенного режима развития вулканогенов. Сходство условий обусловило слабую дифференцированность ряда признаков, по которым рекомендуется [2] проводить сравнение структурных типов рудных полей и месторождений. Имеются в виду такие показатели, как глубина формирования месторождений от палеоповерхности периода рудообразования, вертикальный размах оруденения, способы выклинивания рудных тел.

Многообразии структурно-формационных зон, в которых выявлены проявления золотосеребряной минерализации, исходя из особенностей размещения в их пределах вулканогенных, интрузивных образований и пород фундамента, сводится [15] к трем типам: вулканогенному, вулканогенно-интрузивному, интрузивному (каркасовому). Среди пород вулканогенного структурного этажа месторождения располагаются главным образом в участках неглубокого залегания фундамента.

Значение тектонических факторов разного порядка в локализации оруденения выявляется по различиям в соотношениях разрывных плективных структур, многообразию их сочетаний (комбинаций) как между собой, так и с вулканогенными, плутогенными структурами. Не случайно структурно-вещественные комплексы многих рудных полей являются полигенными. Автором отмечено, что унаследованность древних структурных форм молодыми, равно как и плана деформаций рудоносных площадей в период минералообразования (выражающаяся в наследовании блоковых складчатых форм направлений отдельных разрывов и их систем), ослабевает от ранних образований к поздним [13]. В этом же направлении возрастает роль новообразованных структур. Иными словами, устанавливается преобладающее влияние тектоно-плутогенных структур для ранних стадий развития орогенно-активизированных областей, а тектоно-вулканогенных — для поздних стадий (в пределах вулканогенного этажа).

При систематике условий локализации золотосеребряного оруденения

в пределах структурно-формационных зон важно учитывать взаимообусловленность и взаимосопряженность (вложенность) позитивных и негативных форм разного масштаба, образующих в совокупности последовательный ряд типа мегасвод — прогиб (депресссионная зона) — валобразное поднятие — депрессия — горст-антиклиналь — впадина (кальдера) — купол — просадка и т.д. Замыкают этот ряд выводные каналы палеовулканов (центральные, эксцентрические, латеральные) и криптовулканических сооружений (трубки взрыва, диатремы и т.п.), роль которых в локализации руд чрезвычайно велика. Каналы эти располагаются в жерловой — прижерловой зоне палеовулканов часто используются и как пути движения, и как места разгрузки гидротерм.

Кроме перечисленных факторов, на локализацию оруденения существенно влияли сложность строения разрезов рудовмещающих толщ, контрастность физико-механических (особенно упругих) свойств пород, приводившая к возникновению соответствующих (хрупких или пластичных) локализаторов трещиноватости, меж- и внутрипластовым срывам и т.д. Заметное влияние на размещение руд оказывали различного рода экраны, мало- и полупроницаемые горизонты, пологие нарушения, сопровождаемые тектоническими глинками [12]. Для месторождений, приуроченных к корневым частям вулканических аппаратов, характерны локализаторы трещиноватости различного типа, роль которых часто принадлежит дорудным дайкам, некам, штокам.

Золотосеребряная минерализация локализуется, как известно, не только среди образований вулканогенного этажа, но и подстилающих пород его основания (фундамента). Еще В. Линдгрэн отмечал, что эпитермальные месторождения золота и серебра "... обычно залегают в эффузивных породах, чаще всего в андезите, латите, трахите и риолите. Редко можно видеть их в базальтах, но часто имеет место локализация этого типа оруденения в нижележащих формациях" [8]. В пределах "нижележащих формаций" оруденение встречается в интрузивных породах, метаморфических комплексах, терригенных и карбонатных толщах. Обычно в них развиты трещинные тела, но встречаются также комбинированные и пластовые жилы, жильно-метасоматические, прожилково-вкрапленные зоны, залегающие согласно с элементами внутренних неоднородностей комплексов — наподобие тех, что выявлены на месторождениях Кортец, Карлин (США), Куранах (СССР) и др. Среди слоистых пород согласно тела, приуроченные к внутри- и межпластовым срывам, встречаются чаще. В такой среде главная роль в локализации оруденения часто принадлежит складчатым структурам. В интрузивных массивах рудные тела тяготеют к первичным неоднородностям интрузивов, элементам прототектоники и наложенным тектоническим трещинам (Балей, СССР; Крипл-Крик, США, и др.).

Учитывая переменную роль тектонических факторов в локализации разновозрастного оруденения (имеется в виду усиление значения пликативных структурных форм в размещении все более древних руд — от кайнозой-

ских к мезо-, палео-, протерозойским и архейским), хотелось бы ввести в классификацию и четвертое измерение — время. Но поскольку временной фактор приблизительно одинаково сказывался на условиях локализации всех разновозрастных месторождений каждой структурно-формационной зоны, его, по-видимому, можно учесть особо, не вводя в схему. В то же время всегда необходимо помнить, что среди однотипных (но разновозрастных!) месторождений влияние деформационных структур может быть более существенным на древних объектах по сравнению с относительно молодыми.

Краткий анализ принципов специализированной типизации рудоносных геологических структур для прогнозно-поисковых и оценочных целей показывает, что в такого типа систематике можно учесть вещественный (минеральный, химический) состав проявлений и характер метасоматических преобразований вмещающих пород; глубину формирования и распространения руд; приуроченность к определенным структурным этажам, ярусам и подъярусам (выявляя ассоциативные связи с тектоно-магматическими процессами определенных циклов развития подвижных областей, их этапами и стадиями); пространственное положение относительно различных частей вулканогенных (или иных) поясов и их звеньев (изучая соотношения между эффузивно-экструзивными, субвулканическими, интрузивными образованиями и породами основания); приуроченность к определенным структурным формам (используя данные о влиянии складчато-блоковых структур фундамента на размещение оруденения, а также существование последовательного ряда взаимосопряженных позитивных и негативных сооружений в пределах вулканогенного этажа) и выводным каналам палеовулканов, криптовулканическим образованиям; генетические и морфологические типы рудных тел и жильных зон (анализируя роль деформационных структур в локализации руд, а также различных литологических, фациальных особенностей рудовмещающих образований) и, наконец, преобладающие типы геологических структур объектов, подкрепленные примерами известных месторождений и рудных полей из различных провинций мира. Этим требованиям отвечает ряд соподчиненности критериев специализированной систематики рудоносных геологических структур, приведенный в таблице.

В заключение необходимо сделать несколько замечаний по поводу оценки размеров рудоносных площадей (районов, узлов, полей), а также особенностей строения их составных частей: месторождений, рудоносных участков, жильных, штокверковых зон; распространенности в пределах последних различных структурных и морфологических типов рудных тел. Представления Ю.А. Косыгина [4,5] и Е.Т. Шаталова [10] о важности количественной оценки геологических объектов (применительно к конкретным задачам исследований) как нельзя более приложимы к проблеме типизации структур рудных полей, месторождений и участков в их пределах. Следует заметить, что до настоящего времени абсолютные размеры (площадь, объем) последних не учитывались, что приводило к очевидным те-

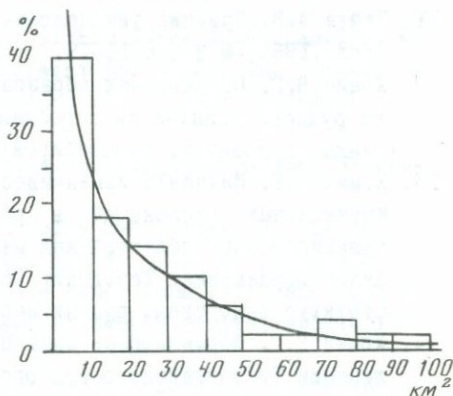
Ряд соподчиненности критериев специализированной систематики рудоносных геологических структур

Категории систематики	Критерии выделения
Класс	Формирование в определенные тектоно-магматические циклы развития регионов (рифтогенного, геосиклинального, орогенно-активизационного, платформенного) в связи с эндогенными и (или) экзогенными процессами
Серия	Преобладающие типы процессов (метаморфогенный, магматогенный и т.п.), предопределившие возникновение рудоносных геологических структур
Группа	Особенности тектонических (пликативных, дизъюнктивных), магматических (плутоногенных, вулканогенных), метаморфических, седиментационных, денудационных или иных процессов, обусловившие разнообразие структур
Подгруппа	Морфология (линейные, изометричные, неправильной формы) рудоносных геологических структур, предопределенная интенсивностью, ориентировкой полей напряжений, положением в пространстве
Тип	Морфогенетические особенности и знак (позитивные, негативные, иные) рудоконтролирующих структурных форм
Подтип	Позиция относительно центров, линий (контактов) эндогенной активности (палеожерл, трубок взрыва, контактов субвулканических, интрузивных тел и т.п.), геоморфогенеза (ливий раздела денудационных, эрозионных, аккумулятивных форм рельефа и т.п.) и т.д.
Вид	Морфологические особенности рудных тел, обусловленные литолого-стратиграфическими, петрологическими, фациальными, физико-механическими и т.п. свойствами пород, спецификой строения разрезов, первичных неоднородностей интрузивов, эффузивных потоков и т.д.

перь ошибкам: часто сопоставлялись, сравнивались объекты разного ранга (порядка). Так, например, практически во всех классификациях упоминается "рудное поле Теллурид-Силвертон". Его площадь превышает 1000 (48·24) км<sup>2</sup>. Тем не менее оно приравнивалось к объектам, площадь которых на порядок меньше (рис. I). Из рисунка наглядно видно, что рудные поля и месторождения по размерам соответствуют телам У порядка в трактовке Ю.А. Косыгина [5], поскольку их площадь колеблется в пределах 10<sup>0</sup>-10<sup>2</sup> км<sup>2</sup>. Рудоносные структуры площадью свыше 100 км<sup>2</sup> (т.е. рудные узлы и районы) относятся к объектам IV порядка (10<sup>2</sup>-10<sup>4</sup> км<sup>2</sup>).

Объекты VI порядка площадью менее 1 км<sup>2</sup>, но более 0,01 км<sup>2</sup>, по-видимому, будет правильным называть участками, жилными зонами и т.п. В таком случае к еще более высоким рангам принадлежит собственно рудные тела (VI) и обогащенные участки в них (VII) и т.д. Выделение геологических тел VII-VI порядков необходимо не только потому, что они представляют самостоятельные объекты изучения для геологов, но также для устранения противоречивости той части существующих классификаций, в которых одно и то же месторождение упоминается в разных разделах схем до 6-7 раз. В этом отношении больше других "повезло" месторождению Криппл-Крик, которое часто приводится в качестве примера приуроченности к жерлу с кальдерой оседания, к жерлу без кальдеры оседания, размещения рудных тел во внутри- и околокальдерных линейных, штокверковых зонах, нарушениях различной ориентировки и т.д. В сущности же речь идет о составных частях крупного объекта. Вероятно, имеет смысл только в таком качестве и рассматривать их в дальнейшем. Тем более, что появляется возможность использовать разнообразие структурных и морфологических типов рудных тел и участков в пределах месторождений в качестве очень информативного оценочного признака.

Р и с . I. Распределение площадей, занятых золотосеребряными рудными полями и месторождениями в различных регионах мира



Создание на основе предложенных принципов специализированных систематик рудоносных геологических структур будет способствовать, по мнению автора, повышению эффективности поисковых и прогнозно-металлогенических работ.

#### Л и т е р а т у р а

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков и ритм в развитии тектоносферы.—В кн.: Тектоника и структурная геология. Докл. сов. геол. XXV сессия МГК.М.:Наука, 1976, с.46-59.
2. Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Особенности локализации оруденения в различных структурных этажах и ярусах.—Изв. АН СССР.Сер. геол., 1965, № 10, с.28-37.
3. Гладков В.Г., Хомич В.Г., Чеглоков С.В. Об элементах унаследованности некоторых особенностей строения кристаллического фундамента

- в структуре Балейского рудного поля.-Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1969, вып. 6, ч. I, с. 221-224.
4. Косыгин Ю.А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации.- Геология и геофизика, 1964, № 7, с. 3-12.
  5. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
  6. Крейтер В.М. О классификации структур рудных полей и месторождений.-Сов. геология, 1941, № 6, с. 70-81.
  7. Лаверов Н.П., Толкунов А.Е. Рудовмещающие структуры месторождений палеовулканических областей. - В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 41-68.
  8. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. Ш. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 395 с.
  9. Хомич В.Г., Цыденов М.Ю. и др. О роли складчатых дислокаций в формировании структуры Балейской впадины (Восточное Забайкалье).- Геотектоника, 1972, № 4, с. 109-114.
  10. Основные принципы металлогенических исследований и составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов / Под. ред. Е.Т.Шаталова. М.: Недра, 1964. 194 с.
  11. Пейве А.В. Принцип унаследованности в тектонике.-Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 8, с. 11-19.
  12. Хомич В.Г. Об условиях образования рудных столбов в жилах Балейского рудного поля.-В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Материалы симпозиума. Новосибирск: Наука, 1972, с. 81-89.
  13. Хомич В.Г. Изучение изменчивости соотношений складчатых, разрывных, инъективных дислокаций в рудных полях орогенных и активизированных областей как метод выявления закономерностей размещения оруденения: Тез. докл. Всес. совещ. "Соврем. методы изучения структур эндогенных рудных месторожд.". Ереван, 1981, с. 35-36.
  14. Хомич В.Г. Формационные типы проявлений золото-серебряной минерализации Тихоокеанского рудного пояса.-Тихоокеанская геология, 1982, № 3, с. 70-83.
  15. Шило Н.А., Кулиш Е.А., Игнатьев А.Б. Организация и металлогения вулкано-тектонических структур Тихоокеанского обрамления.- Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1469-1472.
  16. Яковлев Г.Ф. Геологические структуры рудных полей.-Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 8, с. 3-16.

WALL-ROCK ALTERATION ASSOCIATED WITH THE BRUNSWICK NO.12 Zn-Pb-Cu  
VOLCANOGENIC MASSIVE SULPHIDE DEPOSIT, NEW BRUNSWICK, CANADA

W.D. Goodfellow

Geological Survey of Canada, Ottawa, Canada

The Brunswick No.12 deposit is located in northern New Brunswick within the Tetagouche Group of volcanic and sedimentary rocks. The volcanic rocks are composed of a bimodal suite of felsic and mafic flows and pyroclastic rocks that have been subjected to polyphase deformation and low grade regional metamorphism during the Taconian and Acadian orogenies.

The stratigraphy near the deposit from older to younger rocks is composed of metasedimentary rocks; quartz-feldspar porphyry and lapilli and fine-grained tuffs; footwall volcanoclastic sedimentary rocks, massive sulphides; siderite-magnetite iron formation; hanging wall epiclastic and quartz-feldspar porphyry dike cuts the felsic volcanic and sedimentary rocks.

Most of the sulphides are contained within three lens-shaped stratabound ore zones - the main, west and east ore zones. The current reserves have been set at 109 million tons of 9.18% Zn, 3.76% Pb, 0.32% Cu and 2.81 oz/ton Ag.

The main sulphide minerals are pyrite, sphalerite, galena, pyrrhotite and chalcopyrite.

Each ore body is zoned stratigraphically and laterally. The base and south end of each zone is characterized by massive often brecciated pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and minor sphalerite and galena while the top and north end is composed of banded pyrite, sphalerite and galena with minor chalcopyrite.

A funnel-shaped feeder zone composed of stringers, veinlets and dissemination of pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and minor sphalerite and galena intersects sedimentary and volcanic rocks below the Cu-rich portion of the west ore zone. However, because of the intense deformation, the feeder zone is distorted and often displaced by low angle faulting. Within the stringer zone, both the sedimentary and volcanic rocks are silicified and the plagioclase and feldspar which are recognizable in less altered rocks have been completely altered to chlorite and sericite, respectively. Surrounding the feeder zone is an envelope of less altered rocks characterized by fewer sulphides, remnant ragged K-feldspars that have been partly altered to sericite and chlorite derived from the breakdown of plagioclase. The increased content of chlorite towards the center of alteration accompanied by a progressive increase in the Fe/Mg ratio of chlorite.

The geochemical distribution of elements in the felsic volcanic rocks reflects the alteration assemblages with Na, Ca and Sr decreasing and Mg, Fe, Zn, Cu, Co, Hg and As increasing towards the center of alteration.

The hanging wall mafic volcanic rocks, on the other hand, have been altered to magnetite, albite and apatite in a large hemispherically-shaped halo of 300 metre radius overlying the deposit. Compared to relatively unaltered mafic volcanic rocks remote from mineralization, the rocks in this alteration zone are enriched in P, Na, Fe and Zn and depleted in Cu and Ni.

Interpretation of the local stratigraphy, footwall alteration assemblages and zoning within the mineralization indicate that Brunswick No.12 deposit formed on the seafloor from hot metalliferous fluids expelled through discharge vents intersecting the underlying sedimentary and volcanic rocks. The alteration zone observed in the hanging wall mafic volcanic, however, is interpreted to have resulted from the interaction of unaltered basaltic rocks with heated and chemically charged connate water that was expelled from the sulphide deposit by compaction during burial of the deposit.

УДК 553.2.065:553.44

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ф.И.Вольфсон, В.В.Архангельская

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г.Москва, СССР

Рудоносные провинции телетермальных месторождений развиваются в сегментах континентальной земной коры, обладающей мощностью 35-45 км, в которой гранитный слой составляет 15-18 км, а базальтовый - 20-23 км. Они характеризуются сложным эрозионно-тектоническим рельефом фундамента, а также сложно построенными поверхностями Конрада и Мохоровичича с заметными повышениями мощностей гранитного слоя на поднятиях и понижением ее в окружающих эти поднятия прогибах. Для них характерно двухэтажное строение. Нижний структурный этаж сложен разнообразными древними консолидированными и метаморфизованными породами. Верхние структурные этажи провинций отвечают платформенным и субплатформенным осадочным чехлам и характеризуются относительно малыми мощностями (от 0 до 2,5 км) обычно неметаморфизованных терригенно-осадочных, хемогенно-биогенных и в меньшей мере эффузивно-осадочных пород.

Провинции известны на платформах, в складчатых областях и в зонах тектоно-магматических активизаций. На древних платформах они сформировались на плитах (Мидконтинент, Вольно-Подольская), в антеклизях (Воронежская, Енисейский край), перикратонных прогибах (Юдомо-Майский и др.), рифтогенных структурах (Бахмутская котловина); на молодых платформах — на склонах и во внутренних прогибах антеклиз с выходящими в их центральных частях древними ядрами фундамента (Центральная Европа); в эпиплатформенных орогенных поясах — на склонах и внутренних прогибах поднятий фундамента (плато Колорадо, Сетте-Дабан и др.). Особый интерес представляют области стыка континентальных и океанических плит с гигантскими куполообразными поднятиями фундамента и развитыми в них рифтогенными глубинными структурами, в которых наряду с эпигенетическим рудообразованием создаются условия для синседиментационного рудоотложения в глубоководных впадинах (Красноморский рифт). В эпигеосинклинальных поясах телетермальные провинции развиваются в краевых и периклиналиных частях эвгеосинклинальных прогибов (юго-западный склон Большого Кавказа, Северный Урал), в миогеосинклинальных прогибах (Большой Каратау, Южный Казахстан), в срединных массивах (Кассанский, Колымский и др.), в предгорных прогибах (внешних — Предкарпатский, Предуральский и внутренних — Закарпатский), наложенных впадинах (Прибалхашской, Джергалавской).

Будучи связанными с планетарными рудными поясами рассматриваемые провинции представляют собой закономерные звенья их металлогенической зональности. Провинции характеризуются проявлением исключительно подкорового базальтоидного магматизма.

Геологические условия формирования рудных районов и полей в пределах провинций определяются приуроченностью их к наиболее пронизываемым коровым сооружениям — разномасштабным сводово-глыбовым тектоническим поднятиям фундамента, длительно и циклично воздымающимся вдоль глубинных разломов, смещающих поверхности Конрада и Мохо и проникающих в верхнюю мантию. Вследствие сложнблокового строения этих глыб и дифференцированного воздымания слегкающих поднятия более мелких тектонических блоков толщи осадочного чехла над ними деформируются с образованием как положительных, так и отрицательных платформенных и субплатформенных пликативных форм, осложняющихся серией складчатых разрывов. Основными рудоконтролирующими элементами этих сквозных структур являются зоны глубинных разломов. Общей закономерностью размещения рудных районов, полей и месторождений является приуроченность их к узлам пересечений, сочленений, искривлений и сближений разломов.

Основная масса месторождений и рудопроявлений характеризуемого типа относится к типичным эпигенетическим образованиям, проявившимся значительно позже литификации пород. В отложениях осадочного чехла

они тяготеют к границам структурных этажей и структурных ярусов, сложно построенные поверхности которых, осложненные региональными и многочисленными локальными несогласиями, служат местом максимального развития интенсивной до- и внутрирудной трещиноватости, согласной и секущей слоистость, зоны проявления которой нередко располагаются многоярусно. Наиболее продуктивными оказываются зоны поверхностей несогласий, разделяющих структурные этажи, особенно прослеживающиеся по границе фундамента и осадочного чехла. Крупными рудораспределяющими разрывными нарушениями осадочных чехлов являются также региональные пологие надвиги или покровы, получившие развитие в орогенные периоды в краевых частях складчатых поясов на стыке их с платформами.

Локализуясь вдоль границ структурных этажей и ярусов, а также вдоль пологих шарьяжей и подчиняясь контролю глубинных региональных крупноподвешенных разломов, рудные поля и месторождения приурочиваются к разнообразным дорудным структурным ловушкам, представляющим собой сложные по форме и внутреннему строению сооружения, осложненные системами доминерализационной трещиноватости. В нижнем структурном этаже провинций древних платформ, представленном метаморфизованными и гранитизированными породами, эти ловушки выражены главным образом зонами трещиноватости в межблоковых тектонических нарушениях, развивавшихся в участках изменения их элементов залегания. В более молодых провинциях, где нижний структурный этаж сложен геосинклинальными образованиями, собранными в складки, омоложенные элементы этих структур могут также служить структурными ловушками (Силезско-Краковский район).

В осадочных чехлах главнейшими рудолокализующими элементами являются разнообразные складки, а также конседиментационные сооружения, локализирующие рудную минерализацию в случаях, если они тяготеют к зонам рудоконтролирующих разломов и осложнены дорудными разрывами - межпластовыми, межформационными, внутривпадинами, - развившимися преимущественно по контактам пород с различными физико-механическими свойствами, а также секущими слоистость.

Телетермальные месторождения, как правило, возникают к концу тектоно-магматических циклов в зонах тектонической активизации или в посторогенный период развития геосинклиналей вслед за проявлением заключительной фазы базальтоидного магматизма. По степени проявления траппового магматизма рудоносные провинции делятся на три группы: с интенсивным его проявлением (район Подкаменной Тунгуски), с умеренным (районы Подольско-Приднестровский, Миссисипи-Миссури) и без проявления магматизма (Джекэзганский район). В первых двух группах проявляется геохимическая, структурная и временная связь оруденения с маг-

магматизмом. В третьей группе появляются Fe, Co, Ni, Pt, Pd, Cr, что указывает на глубинные источники рудогенных элементов.

Особенности металлогенической специализации провинций заключаются в широком развитии низко-среднетемпературных гидротермальных Pb - Zn месторождений, относящихся к следующим рудным формациям: Fe-Mn-Pb-Zn, Cu-Pb-Zn, Pb-Zn, Sb-Pb-Zn, Hg-Pb-Zn, As-Pb-Zn, S-Pb-Zn, Fe-Pb-Zn, Pb-Zn - битумной (озокеритовой). Генетическое родство месторождений разных формаций определяется не только пространственными и временными связями. Оно в первую очередь выражается в геохимическом родстве, в частности, в том, что для руд этих месторождений характерны концентрации одних и тех же металлических и неметаллических элементов, образующих близкие химические соединения, которые группируются в одни и те же парагенетические минеральные ассоциации, формирующиеся в одинаковой последовательности. Для аналогичных минеральных ассоциаций характерны практически одни и те же группы редких и рассеянных элементов. Для руд всех формаций характерны идентичные по составу твердые, жидкие и газообразные углеводородные соединения. Сами же месторождения, относящиеся к различным формациям, отличаются количественными вариациями основных металлов и элементов-примесей, входящих в состав слагающих их минеральных ассоциаций. Различаются они и количественными проявлениями нерудных минералов, как жильных, так и входящих в состав околорудных метасоматитов.

Месторождения, относящиеся к перечисленным рудным формациям, составляют закономерные генетические ряды, связанные единством процессов минералообразования. При этом проявляется зависимость сочетаний рудных формаций от степени тектонической подвижности провинций. Особенно выделяются провинции, формирующиеся в относительно более тектонически подвижных и прогретых областях, характеризующихся большими мощностями коры и гранитного слоя, а также проявлением дорудных ультраосновных пород (гипербазиты) и дифференцированного комплекса дорудных интрузивных образований. Состав последних колеблется от основного до кислого и щелочного (андезиты, трахиты). В рудах месторождений этих провинций значительно увеличиваются количества Sb, Hg, Cd, Co, Ag, появляются соединения Mo, Bi, Te, Se, самородное Au и др. В этих условиях проявлены Fe - Pb - Zn формации (месторождения Джунгарского Алатау и др.), Sb - Pb - Zn, Cu - Pb - Zn (юго-западные склоны Центрального Французского массива и др.). В провинциях, сформированных в менее подвижных областях, например на активизированных платформах, характеризующихся умеренным проявлением базальтоидного толеитового магматизма, наибольшим развитием пользуются CaF<sub>2</sub> - Pb - Zn, Cu - Pb - Zn формации (в том числе и типа медистых песчаников). К таким провинциям

относятся Мидконтинент, Вольно-Подольская плита. В менее подвижных провинциях, где базальтоидный магматизм не проявляется, наибольшим развитием пользуются Pb - Zn и Cu - Pb - Zn (типа медистых песчаников и сланцев). Примерами таких провинций могут служить энтеклизы Западно-Европейской платформы, Гарца, Судет и др., внутренние впадины срединных массивов (Джезказганская впадина). В подвижных провинциях, формирующихся в условиях интенсивного сжатия фокальных зон, развивается интересный ряд рудных формаций, включающий Fe - Pb - Zn, Sb - Pb - Zn, Cu - Pb - Zn формации с твердыми битумами, главным образом с озокеритом, образующим промышленные скопления. В типичных платформенных авлакогенах, формирующихся без океанизации земной коры, наиболее широким развитием на примере Днепровско-Донецкого авлакогена пользуются Cu - Pb - Zn (медистые песчаники), Sb - Pb - Zn, с битумной минерализацией, Pb - Zn. В рифтогенных структурах, формирующихся на переходной от континентальной к океанической земной коре, широким развитием пользуется Fe - Mn - Zn - Pb - Cu формация месторождений, примером которой могут служить формирующиеся месторождения красноморских впадин, а также, видимо, и известные казахстанские месторождения атасуйского типа, образующиеся в два этапа - ранний, синседиментационный, и более поздний, послеинверсионный. В перикратонных впадинах типа Прикаспийской, где рудоносные провинции формируются также на коре переходного типа, обнаруживаются существенно Pb и Cu - Pb рудные формации в солянокупольных структурах.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что особенности металлогенической специализации телетермальных свинцово-цинковых провинций, как и основные их геологические характеристики, обусловлены различной интенсивностью эндогенных процессов. Формирование месторождений связано с проявлением интенсивных тектонических движений, обусловленных процессами, происходящими в подкоровых геосферах. Эти периоды связаны с выплавкой в мантии базальтоидных магм, с подновлением магмовыводящих секущих кору и проникающих глубоко в мантию разломов, с резкими изменениями напряженного состояния коры: созданием преобладающей региональной обстановки растяжения, сопровождающейся подъемом магм и сменой этой обстановки региональным сжатием, при котором разломы становятся пронцаемыми только для более мобильных газовых и газовой-водных глубинных масс.

Эти факты свидетельствуют о том, что доля регионально-метаморфогенных процессов и соответственно метаморфогенных коровых источников рудогенных веществ в формировании месторождений рассматриваемого класса незначительна по сравнению с подкоровыми источниками.

МОДЕЛЬ ЖИЛЬНОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В  
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

П.Н. Попов

Высший горно-геологический институт, г.София, НРБ

Вулкано-плутонические структуры являются одним из важнейших концентраторов гидротермальных рудных полей жильного типа. Эти структуры обычно характеризуются развитием радиально-концентрических разломов, определяющих размещение и морфологию постмагматических рудных тел, и представляют собой сложные рудно-магматические системы. В настоящей статье предлагается возможная модель формирования постмагматических жильных рудных полей в этих структурах центрального типа. Модель разработана на примере кварц-полиметаллическо-медного жильного оруденения Бургасского рудного района. Он находится на территории НРБ в восточной части Банато-Среднегорского рифта и представляет собой большую вулкано-тектоническую депрессию, заполненную верхнемеловыми вулканическими и осадочными породами мощностью выше 6000 м. Здесь установлено более пятнадцати центральных вулканических и вулкано-плутонических структур, определяющих местоположение Росенского, Вырлибрыжского, Зидаровского, Тамаринского и др. рудных полей. В развитии рассматриваемых рудоконтролирующих тектоно-магматических структур вымечаются пять этапов, отличающихся особенностями структурообразовательных процессов: рифтогенный, вулканический, вулкано-тектонический, интрузивный и рудообразовательный.

Рифтообразование в Среднегорье отличается эпиконтинентальным характером и субширотным простираем. Оно сопряжено с внедрением эстеносферных диапиров с зоной частичного плавления в более высоких слоях тектоносферы, приводящим к формированию температурных аномалий (т.н. горячих точек). Положение этих диапиров отмечается положительными гравитационными и магнитными аномалиями. Вследствие понижения давления происходит интенсивное образование магматических очагов. При постепенном проникновении рифтообразующих разломов на глубине происходит последовательное формирование кальциево-щелочных, толеитовых, щелочных и суперщелочных магматических расплавов [6]. Разломы отличаются восток-юго-восточным ( $120^\circ$ ) и восток-северо-восточным ( $60^\circ$ ) простираем и сдвигосбросовыми движениями. Это указывает на субмеридиональную ориентацию алгебраически максимального (растягивающего) ( $\sigma_1$ ), субвертикального среднего ( $\sigma_2$ ) и субширотного минимального ( $\sigma_3$ ) тектонического напряжения. Очевидно, эти разломы формировались в результате крупного разрыва фундамента в условиях поперечного растяжения. Они определяют первичные пути для движения глубинных флюидов.

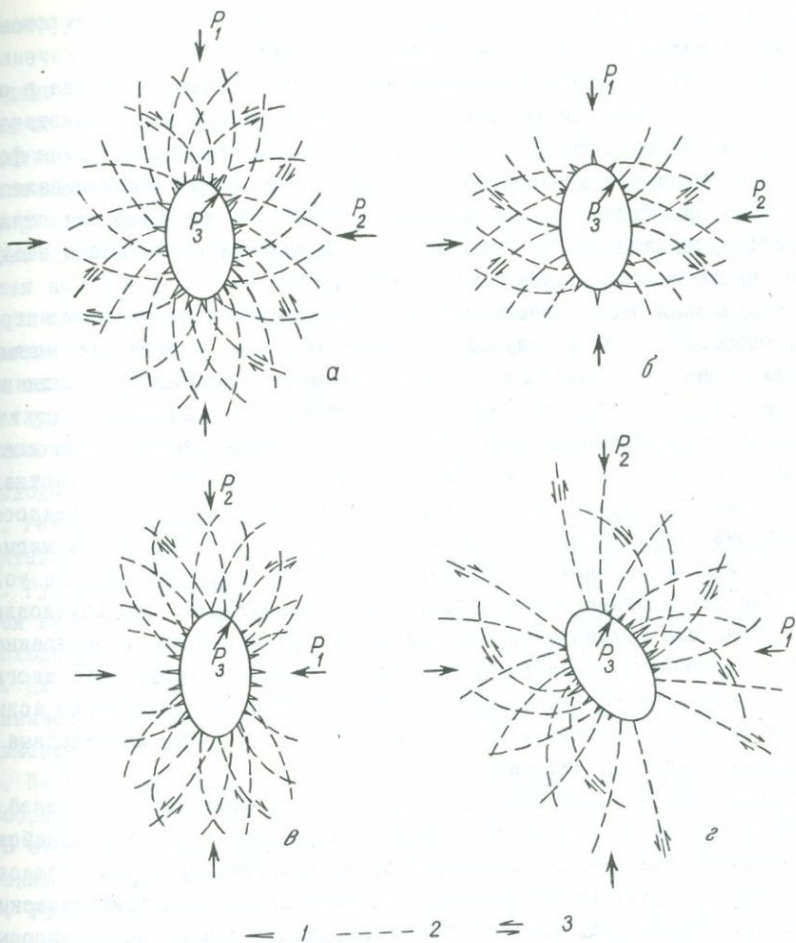
Вулканический этап отмечается формированием центральных стратовулканов, положение которых определяется преимущественно участками пере-

сечения разломов фундамента. Вулканические структуры в основном представлены аккумулятивными вулканическими конусами, которые составлены из чередующихся лавовых покровов и потоков, а также из несортированных агломератовых и блоковых, реже пепловых туфов. Они характеризуются концентрическим расположением слоев около центральных частей структур и падением их к периферии. В центрах наблюдаются вулканические necks, которые представляют собой крутопадающие, иногда сложно составленные, дискордантные по отношению к стратификации тела, в большинстве случаев удлиненные в направлении магмопроводящих разломов. Эти вулканические жерла играют роль вторичных проводников магматических и постмагматических флюидов.

Вулкано-тектонический этап является самым существенным в формировании облика рассматриваемых центральных структур. Характерное для них радиально-концентрическое разламывание отражает общность происхождения, связанного с действием вертикальной осесимметричной нагрузки, вызванной воздействием внедряющегося магматического расплава. Первая модель механических условий образования этих структур в изотропной среде, отражающая только воздействие магматического очага, представлена Андерсоном [4]. Позднее Ода [5], Робсон и Бар [8], Робертс [7], Лучицкий и Бондаренко [3] обратили внимание и на влияние внешней нагрузки. На основании этих результатов и собственных исследований составлены показанные на рис. 1 примерные модели. Они отражают распространение траекторий максимальных касательных напряжений около разноориентированной эллиптической магматической камеры, как и положение возможных трещин отрыва. Модели выведены при давлении магмы  $P_3$  и двухмерной тектонической нагрузке, при условии  $P_3 > P_2 > P_1$  (в первом случае  $P_1 = P_2$ ). На моделях видно, что, если внешняя нагрузка одинакова во всех направлениях (рис. 1, а), т.е. при действии только литостатического давления, траектории напряжений распределяются равномерно около камеры. При этом непосредственно около контакта, в связи с ее расширением, формируются перпендикулярные трещины отрыва, а на отдалении возможны и трещины скальвания.

При воздействии внешнего тектонического напряжения ( $P_2 > P_1$ ) и ориентации длинной оси магматической камеры по направлению  $P_1$  или  $P_2$  распространение напряжений не равномерно, но симметрично. Вдоль контакта со стороны меньшего внешнего давления формируются трещины отрыва, а со стороны большего — скальвания (рис. 1, б, в). На определенном расстоянии от камеры по направлению  $P_1$  отмечаются изотропные участки, где главные нормальные напряжения одинаковы по величине [5, 7, 3].

Если длинная ось камеры ориентирована диагонально по отношению к направлениям  $P_1$  и  $P_2$ , картина распределения напряжений усложняется (рис. 1, г). В этом случае трещины отрыва со стороны минимального давления формируются вдоль длинной стороны контакта. Около удлиненных участков камеры величина касательных напряжений самая большая. Здесь форми-



Р и с. 1. Модели развития трещины отрыва и скалывания (максимальных касательных напряжений) около разноориентированной эллиптической магматической камеры: а -  $P_3 > P_2 = P_1$ ; б, в, г -  $P_3 > P_2 > P_1$ .

1 - трещины отрыва; 2 - трещины скалывания; 3 - направления движения.

руются трещины скалывания, намечающие дальнейшее развитие магмопроводящего разлома и сопряженных с ним разломов.

В общем можно сказать, что вследствие наложения регионального тектонического поля напряжений и напряжения, вызванного давлением магмы, около магматической камеры развиваются более интенсивно разломы, которые коррелируют с региональным полем.

В случаях, когда внутреннее давление магматической камеры меньше внешнего, картины распространения главных нормальных и касательных на-

пряжений аналогичны. Кроме этого, трещины отрыва уже ориентированы не перпендикулярно, а параллельно контакту камеры.

В зависимости от изменения магматического давления иногда в структурообразовательных процессах этого этапа намечаются два подэтапа. Первый, когда магматическое давление максимально, характеризуется формированием вулкано-тектонических куполообразных и брахиантиклиналеподобных структур. Второй, при минимальном магматическом давлении, отличается кальдерообразованием. Обычно это разламывание сопряжено с внедрением многочисленных субвулканических даек.

Интрузивный этап характеризуется формированием полифазных интрузивов, образовавшихся в результате многократного внедрения магматических расплавов, являющихся коматматическими относительно вулканических пород. Эти интрузивы обычно относятся к центральному типу и представлены штокообразными, дугообразными, кольцообразными, реже коническими и радиальными телами. Они внедрялись в центральных участках вулканических структур, а иногда и по протяжению кольцевых кальдерообразующих разломов. Часто наблюдаются и апофизы, развитые вдоль магмопроводящих или радиальных и кольцевых разломов. Тектонофизические условия во время этого этапа в общем одинаковы с предыдущим. Это обуславливает новое развитие радиально-концентрического разламывания и внедрение син- и постинтрузивных даек гипабиссального облика. В результате иногда сеть радиально-концентрических разломов усложняется, особенно если на данном гипсометрическом уровне формировались разломы, характерные для различных участков указанных моделей.

Рудообразовательный этап проявляется после завершения активной магматической деятельности. Вследствие прекращения силового воздействия магматических расплавов структурообразовательные процессы осуществляются только в результате действия регионального поля тектонических напряжений. Они характеризуются обычно формированием сбросо-сдвиговых дислокаций. Вследствие анизотропии, созданной на предыдущем этапе, разламывание осуществляется путем возобновления тех из радиальных или концентрических разломов, которые ориентированы субпараллельно максимальным касательным напряжениям. Очень часто при возобновлении движения по разломам с разной ориентацией между ними осуществляются связи, напоминающие взаимоотношения между главными и вторичными (оперяющими) структурами. Все эти разломы являются хорошими флюидопроводниками, по которым дренируются рудоносные растворы и в пределах которых формируются рудные жилы. Унаследование более древних разломов новым структурным планом обуславливает сложное строение рудных жил и очень неравномерное распределение гидротермальной минерализации. Они определяются как морфологией разломов, характерной для условий их возникновения, так и направлением новых подвижек.

На основании результатов исследования палеотемператур /2,1/ можно сказать, что рудообразовательный процесс происходил до полного остыва-

ния интрузивов. Около них температурное поле характеризовалось высокими значениями, а при удалении от контакта — более низкими. Однако последние были все же достаточно высокими для рудоотложения, вероятно как за счет сохранения части температуры лавовых покровов, так и вследствие привноса тепла поздними флюидами. Это температурное поле обуславливает размещение более высокотемпературной рудной минерализации в радиальных разломах вблизи интрузивов. В дугообразных разломах, которые субпараллельны и близки к интрузивным контактам, замечаются большая выдержанность на глубине и ничтожный перепад температуры в связи с тепловым воздействием плутонов. Иногда в радиальных жилах наблюдается обратная зональность, отмечающаяся расположением более поздних и низкотемпературных минерализаций ближе к интрузиву, что связано, вероятно, с остыванием последнего. В пределах интрузивов из-за высоких температур, как правило, промышленная минерализация отсутствует.

#### Выводы

1. Рассматриваемые жильные рудные поля представляют собой сложные и длительно развивавшиеся центральные рудно-магматические системы.
2. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры этих полей формируются на ранних и средних стадиях развития, а становление рудных тел происходит на поздних стадиях при ином структурном плане.
3. Для развития этих центральных структур необходим мощный слой вулканических и осадочных пород, игнорирующих воздействие структуры фундамента.
4. Центральные гипабиссальные интрузии благоприятствуют протеканию рудообразовательного процесса, оказывая влияние на температурные поля. В этом отношении надо иметь в виду и остаточную температуру вулканических пород, а также влияние теплофлюидопроводников.
5. Указанные взаимоотношения надо иметь в виду при изучении структур жильных рудных полей центрального типа и при прогнозировании перспективных в промышленном отношении участков.

#### Л и т е р а т у р а

1. Ковачев В. Особенности на горнокредного палеотемпературно поле в находище Зидарово и връзката му с рудната минерализация. Год. ВМГВУГИ. 1981, 27, 2, с. 51-59.
2. Кольковский Б., Попов П., Соколов Д. Медное месторождение Вирли бряг. В кн.: Двенадцать рудных месторождений Болгарии. София, 1981, с. 157-176.
3. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Моделирование кольцевых структур. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудообразования. Новосибирск: Наука, 1976.
4. Anderson E.M. The dynamics of the formation of the conesheets ring-dykes and cauldron-subsidences. — Proc. Roy. Edinburg, 1935-1936, vol. 56, pt. 2, p. 128-157.

5. Ode H. Mechanical Analysis of the Dyke Pattern of the Spanish Peaks Area, Kolorado.-Geol.Soc.Amer.Bul., 1957, vol.68, p.567-576.
6. Popov P. Magmotectonic Features of the Banat-Srednogorie Belt.-Geologica Balcanica, 1981, II, vol.2, p.43-72.
7. Roberts J.L. The intrusion of magma into brittle rocks. Mechanism of igneous intrusion. L.: Gallerypress, 1970, p.287-338.
8. Robson G.R., Barr K.G. The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body.-Bul.volc.,1964, vol. 27, p.315-330.

УДК 553.444

### ХОЛОДНИНСКОЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Э.Г.Дистанов, К.Р.Ковалев

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР, г.Новосибирск, СССР

Холоднинское месторождение - типичный представитель метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений. Оно расположено в структурах докембрийского складчатого обрамления Сибирской платформы к северу от оз. Байкал. Месторождение приурочено к юго-восточному крылу Олокитского синклиория, который представляет собой внутригеоантиклинальный прогиб на складчатом фундаменте карелид в пределах Байкало-Витимского поднятия. Формирование прогиба произошло в верхнем протерозое вдоль зон разломов северо-восточного (байкальского) простираения. Дифференцированные блоковые движения привели к образованию специфичной межразломной троговой подвижной зоны с геосинклинальным характером вулканогенного и терригенного осадконакопления и магматизма [4].

Олокитский синклиорий ограничен с северо-запада Абчадским, а с юго-востока - Холоднинским глубинными разломами, имеет ширину от 25-30 до 60-65 км, расширяясь к северо-востоку, и протягивается на 200 км. Вулканические процессы наиболее отчетливо проявились на ранней и поздней стадиях формирования геосинклинального трога, преимущественно в форме слабодифференцированного базальтоидного вулканизма толеитового ряда [2]. Отложение вулканогенно-терригенных пород низов разреза верхнего протерозоя (олокитская серия) сменилось накоплением черносланцевых карбонатно-терригенных толщ (ондокская свита), известняков и излиянием основных эффузивов (сыннырская свита). Мощность вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных отложений верхнего протерозоя достигает 5500-7500 м. Геосинклинальный этап осадконакопления в верхнем протерозое завершился внедрением интрузий основного и ультраосновного

состава, складкообразованием байкальского орогенеза и образованием гранитоидов баргузинского интрузивного комплекса.

Холоднинское месторождение расположено в юго-восточном крыле Олокинского синклинория среди отложений черносланцевой карбонатно-терригенной формации верхнего протерозоя (ондокская свита), метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Месторождение залегает в пределах Холоднинской синклинали, наследующей структуру приразломной депрессии, пространственно тяготеющей к зоне Холоднинского глубинного разлома. Размеры ее  $10 \times 2,5$  км. С северо-запада и юго-востока рудное поле ограничено Тыйским и Авкитским разломами, оперяющими Холоднинский глубинный разлом. Рудовмещающая толща представлена графитистыми доломитовыми и известковистыми алевропелитами, кварцитами, графитистыми кварцево-слядяными сланцами. Широким распространением пользуются субпластовые тела порфиробластических пород диагиоклаз-амфиболового, амфибол-гранат-биотитового и гранат-биотитового состава, образованные в процессе регионального метаморфизма. Наличие среди пород рудовмещающей толщи метаморфизованных вулканогенных образований проблематично, хотя и признается многими исследователями. В строении рудного поля существенную роль играют метаморфизованные интрузивные образования, представленные амфиболитами, амфиболитизированными габброидами, небольшими массивами гипербазитов верхнепротерозойского возраста (довыренский комплекс). Отмечаются отдельные маломощные дайки мезозойских лампрофиров.

Породы рудного поля дислоцированы в изоклиальные складки. Холоднинская синклинальная структура, в южном крыле которой расположены основные рудные залежи, запрокинута на юго-восток и как в крыльях, так и в ядерной части осложнена складками более высоких порядков. Юго-восточное крыло Холоднинской синклинали, отрезанное от ее замковой части Центральным разломом, имеет сложное строение, выраженное в чередовании узких линейных синклинальных и антиклинальных складок второго порядка с крутонаклоненными на северо-запад под углом  $70-80^\circ$  осевыми плоскостями. Шарниры их склоняются на юго-запад под углами  $20-50^\circ$ .

Складчатые структуры рудного поля осложнены серией продольных разрывных нарушений взбросового характера. В меньшей степени проявлены поперечные структуры северо-западного и северо-восточного простираний. Складчатые структуры рудного поля и сеть разрывных нарушений имеют одноплановый характер, образуют единую систему пликативных и дизъюнктивных дислокаций и сформировались в условиях напряженного стресса с надвиганием (взбрасыванием) северо-западных блоков по отношению к юго-восточным. Это привело к образованию сильно сжатой опрокинутой на юго-восток изоклиальной складчатости, формированию крупных продольных взбросов и системы сопряженной трещиноватости. Большая напряженность тектонических деформаций особенно проявилась в многопорядковости склад-

четых структур, сложном строении замков складок, широком проявлении признаков тектонического разлизования (будинажа). Тектоническое разлизование особенно широко проявлено в сложно построенной рудной зоне с частым переслаиванием пород и руд различной компетентности и в различной степени обогащенных графитом и слюдястыми минералами.

Морфология рудных залежей месторождения определяется тесной ассоциацией их со слоистой рудовмещающей толщей. Основные рудные тела представляют собой согласные с вмещающими породами крутопадающие пластовые залежи, имеющие значительные мощности и протяженность до нескольких километров. Они залегают в разрезе многоярусно, в виде серии сближенных тел, разделенных прослоями и горизонтами слабоминерализованных пород, и при крутом залегании образуют четко выраженные рудные зоны. Изменение залегания рудных тел зависит от складчатости вмещающих пород и блокового строения месторождения. Отмечается увеличение мощностей рудных тел в пришернирных ядерных частях антиклинальных структур. В зонах тектонических срывов, расслаивания и будинажа развивается регенерированная прожилковая сульфидная минерализация.

Рудная минерализация представлена тремя основными текстурно-генетическими типами: 1) стратифицированными реликтово-слоистыми метаморфизованными кремнисто-сульфидными рудами; 2) массивными перекристаллизованными кварц-халькопирит-пиритовыми рудами; 3) регенерированным прожилковым и гнездовым сульфидным оруденением. Первый тип руд является преобладающим и представляет основную массу свинцово-цинковых руд месторождения. Руды второго типа слагают центральную часть Первой рудной зоны (юго-восточный фланг месторождения) в ядре антиклинальной складки. Третий тип регенерированных прожилково-вкрапленных руд широко распространен в пределах Второй рудной зоны, приуроченной к зоне Центрального разлома.

Основные рудные минералы - пирит, сфелерит, галенит, халькопирит; редкие - блеклые руды, арсенипирит, леллингит, сульфосоли свинца, ильменит, рутил. Доля рудных минералов в общей массе руды колеблется от 40 до 60%. Из нерудных минералов основными являются кварц, кальцит, доломит, графит, мусковит, а также плагиоклазы, амфиболы, биотит, цоизит, клиноцоизит, гранат, ставролит, эпидот, дистен, хлорит, хлоритоид, ганит. Основными рудными компонентами являются свинец и цинк. Попутные полезные компоненты - медь, сера, кадмий, серебро. Среднее отношение свинца к цинку в колчеданно-полиметаллических рудах  $I: 6,7$ .

В строении наиболее детально изученной Первой рудной зоны устанавливается первичная зональность, выраженная в преобладании серно-колчеданных и медно-колчеданных руд в основании рудного горизонта и свинцово-цинковых руд в верхних его частях. Первичная зональность осложнена складчатостью и процессами регенерации руд.

Колчеданно-полиметаллические руды месторождения, как и вмещающие породы, подверглись региональному метаморфизму. Вместе с тем они со-

хранили пластовую форму залегания, строго подчиняются стратификации и в большинстве своем имеют реликтивно-слоистое строение. Наиболее метаморфизованные разности руд имеют порфиоровое, бракиевидное, гнейсовидно-полосчатое, полосчатое и массивное строение. Интенсивность метаморфизма и метасоматоза возрастает в замковых и ядерных частях складчатых структур. Дометаморфических околорудных изменений вмещающих пород в залебандах рудных тел, внутрирудных прослоях и нерудной терригенной составляющей руд не отмечается. В пределах рудных залежей отмечается повышенное количество сингенетичного кремнезема.

По генетическому типу Холоднинское месторождение относится к метаморфизованным гидротермально-осадочным месторождениям и сформировалось в процессе поствулканической подводной гидротермальной деятельности. В образовании месторождения выделяются два этапа: гидротермально-осадочный и метаморфический. На раннем этапе синхронно с накоплением вмещающих толщ сформировались протяженные согласные тела массивных и слоистых галенит-сфалерит-пиритовых руд как результат деятельности подводных гидротермальных систем. Рудоотложение происходило на фоне формирования флишеидных терригенно-кремнисто-карбонатных пород с примесью углеродистого вещества при весьма ограниченном развитии процессов вулканизма. Предполагаются удаленные формы связи базальтоидного толеитового вулканизма и оруденения и значительная глубина формирования гидротермальных систем.

По изотопным отношениям свинцы слоистых и регенерированных руд месторождения относятся к нормальным, а по модельному возрасту (около 1 млрд. лет) соответствуют предполагаемому геологическому возрасту месторождения [1]. Утяжеленный изотопный состав серы сульфидов (среднее  $\delta S^{34}$  сульфидов руд +12,3 %) отражает условия первичного подводно-гидротермального отложения руд.

В метаморфический этап руды и вмещающие породы были смяты в сложные изоклинальные складки и метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Условия метаморфизма пород и руд изучались методами термобарогеохимии по газовой-жидким включениям в минералах, геотермометрии по составу сосуществующих минералов, по графитовому геотермометру [6]. Средние параметры метаморфизма — температура до 550–600°C и давление 5–6 кбар.

Процессы метаморфизма привели к перекристаллизации руд и частично перераспределению рудного вещества. Характерной чертой метаморфизма пород рудного поля является широкое развитие метасоматических процессов как на прогрессивной, так и на регрессивной его стадиях. Отмечается вхождение рудных элементов в состав породообразующих минералов метаморфических ассоциаций (ганит, цинковый ставролит и др.) [5].

На этапе прогрессивного метаморфизма за счет процессов биметасоматоза между ортопородами и вмещающими сланцами и в условиях изохимического метаморфизма терригенно-карбонатных элевропелитовых пород обра-

зовались порфиروبластические породы различного состава. Руды в этих условиях претерпели общую перекристаллизацию с незначительным изменением текстурного рисунка и минерального состава.

На высокотемпературной регрессивной стадии метаморфизма вдоль локальных тектонических зон формировались кварц-мусковитовые, гранат-мусковитовые, плагиоклаз-цоизит-мусковитовые метасоматиты. К этим зонам преимущественно приурочены цинксодержащие ставролит и ганит. Процессы диафореза в пределах рудной толщи развиты слабо. С метаморфическим этапом связано формирование регенерированной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации.

В целом по степени метаморфических преобразований руд Холоднинское месторождение может быть отнесено к классу параметаморфических. Перекристаллизация первичных сингенетичных с вмещающими породами руд происходит в основном в пределах исходных контуров рудных тел с локальным перераспределением рудных компонентов в процессах складчатых и разрывных дислокаций и незначительным изменением общего минерального состава руд.

#### Л и т е р а т у р а

1. Изотопный состав свинца галенитов Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения и вмещающих пород / Тугаринов А.И., Варламов В.А., Карпенко С.Ф., Ручкин Г.В.-Геохимия, 1976, № 2, с.202-210.
2. Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981 / 88с.
3. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Шобогоров П.Ч. и др. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения. - В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с.5-43.
4. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. П.М.:Недра, 1967, 653 с.
5. Состав и свойства цинксодержащего ставролита из Холоднинского месторождения / Кочеткова К.В., Ковалев К.Р., Борисенко А.С., Павлюченко В.С. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981, вып.3, с.310-318.
6. Температурные условия метаморфогенного минералообразования Холоднинского рудного поля / Ковалев К.Р., Кочеткова К.В., Корнева Т.А., Гаськов И.В.-В кн.: Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск:Наука, 1982, с.86-99.
7. Ручкин Г.В., Бушуев В.П., Варламов В.А. и др. Холоднинское месторождение - представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений.- Геология руд. месторождений, 1975, № 5, с.3-17.

## ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ И ПОЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА И МОЛИБДЕНА В РАЗЛИЧНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ

М.М.Повилейтис

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии  
и геохимии АН СССР, г.Москва, СССР

Структуры рудных тел и полей месторождений вольфрама и молибдена<sup>\*</sup> нередко зависят от типов рудных провинций, матричная систематика которых разработана ранее. Одна координата систематики отражает 3 ассоциации синхронных оруденению магматических формаций (плутоническую, вулканоплутоническую, вулканическую), другая - 4 ассоциации литологических формаций (осадочно-офиолитовую, субэвральную вулканическую, терригенную, карбонатную). Систематика включает 12 типов провинций, подразделяемых далее по формациям.

В плутонических провинциях типы рудных тел (возрастная серия) следующие. 1. Изометричные (сфероидальные). 2-4. Линейные (трубки): тела, сформированные заполнением полостей в гранитах, пологие, конформные контакту плутоне (2), сформированные путем замещения крутопадающие (3), выполаживающиеся и сливающиеся по направлению вниз, залегающие в гранитах (4). 5,6. Штокверки прожилков: в контракционных трещинах в гранитах (5), на пересечениях региональных разломов в экзоконтактах (6). 7,8. Пластообразные тела. Зоны метасоматитов (обычно грейзенов) вдоль пологих и крутопадающих трещин контракции (7) или сколовых трещин (8). 9-II. Жилы: в трещинах отрыва, падающих согласно с пологим контактом плутоне или круто (9), в пологих или крутых трещинах скола, приоткрывавшихся во время рудоотложения без продольного смещения стенок трещин (10) в пологих или крутых трещинах скола, стенки которых во время рудоотложения испытывали продольные перемещения (II). 12. Участки гранитных тел с аксессуарными минералами вольфрама. 13,14. Рудоносные ритмично-зональные дайки аплитов (13) и брекчиевые зоны (14) исключительно редки.

В вулканоплутонических провинциях рудная минерализация ассоциирует со штоками, этмолитами, некками, дайками кислых пород. Типы рудных тел (возрастной ряд) таковы. 1,2. Линейные тела, образованные путем заполнения полостей: трубки (1), воронки (2). 3-II. Пластообразные тела. 3-5. Штокверки: грибовидные, с неакономерной ориентировкой крутопадающих прожилков (3), с концентрическими и радиальными прожилками (4), линейные системы субпараллельных прожилков (5). 6-II. Жилы: в пологих краевых надвигах (6), в крутопадающих трещинах отрыва обособленных (7) или оперяющих сколы (8), в доинтрузивных трещинах скола: крутопадающих (9), выполаживающихся по направлению вниз (10), постинтрузивных выполаживающихся вверх (II). Иногда встречаются ритмично-зональные

<sup>\*</sup> Из молибденовых рассматриваются только месторождения молибден-вольфрамовой формации.

гранит-порфировые штоки или дайки - I2, мелкие изометричные или жиллоподобные тела вкрапленных руд в метасоматитах (каллипатитах) - I3.

В вулканических провинциях рудные тела не ассоциируют с магматическими, иногда они ассоциируют с левыми покровами или с питающими их дайками (магматические комплексы базальтоидные, контрастно дифференцированные). Рудные тела образованы путем заполнения полостей. Типы рудных тел таковы: зоны минерализованной брекчии в трещинах скола, обычно крутопадающих (1), иногда пологих, жилы в оперяющих их трещинах отрыва (2), стратиформные тела вкрапленных руд (3), образованные путем замещения; исключительно редки штокверки (4).

Формирование рудовмещающих структур обусловлено на ранних стадиях в первом случае контракцией, во втором случае динамической активностью магмы, на поздних стадиях активизацией движений вдоль глубинных разломов. В третьем случае рудовмещающими структурами являются зоны брекчии в трещинах, сопряженных с глубинными разломами, и оперяющие их трещины отрыва.

Однотипные рудные тела этих провинций существенно различны. Так, трубки, образованные путем заполнения полостей в плутоновых провинциях выявлены только в плутонгах. Они многочисленны в каждом рудном поле, прихотливо изогнуты и соединяются в системы. Их длина и диаметр могут достигать до 180 и 18 м соответственно. Их заполнение массивное или друзовое, запасы руды малы, содержания W и Mo высокие. Длина рудных интервалов до десятков метров, зональность контрастная. Рудные трубки, если они присутствуют в вулкано-плутоновых провинциях, встречаются в рудных полях единицами, их длина и диаметр могут достигать тысяч и первых сотен метров соответственно, они прямолинейны, их падение крутое, их сложение брекчиевое, запасы W и Mo значительны, но их содержания малы, протяженность рудных интервалов может достигать сотен метров, зональность оруденения не контрастная.

Типы рудных тел зависят также от состава магматических комплексов, с которыми оруденение ассоциирует во времени. Например, рудные сфериды и трубки, образованные путем заполнения полостей, встречаются в гранодиоритовых и гранитных плутонгах, грейзеновые рудные тела ассоциируют только с плутонгами лейкогранитов; рудные тела этих типов никогда не ассоциируют с плутонгами, сложенными породами габбро-плагиогранитных и плагиогранитных комплексов.

Минеральный состав руд, отложенных на разных стадиях развития деформаций в процессе внедрения и остывания интрузивных тел закономерно изменяется от ассоциаций, бедных сульфидами (или с сульфидами молибдена и железа), до ассоциаций, богатых сульфидами не только железа, но также меди, цинка, свинца. Это обусловлено различием катионного и анионного составе рудоносных растворов, поступающих в структуры, благоприятные для рудоотложения, изменениями температуры, давления, pH и Eh, на поздних стадиях смешением ювенильных растворов (их источник в первых

двух случаях — гранитная магма, иногда являющаяся дифференциатом базальтовой) с везикулярными водами. Вулканогенное оруденение представлено ассоциацией минералов вольфрама с теллуридами золота, теллуридами, сульфидами и сульфокантонитами серебра; источник рудного вещества более глубокий.

Различные и локализация оруденения. Плутоногенное оруденение размещено на древних платформах (в их фундаменте) и в обрамляющих их складчатых системах, где образовано над зонами Бенюфа в син- и постинверсионные этапы развития геосинклиналей или в этапы тектоно-магматической активизации. Вулкано-плутоногенное оруденение образовалось в глобальных подвижных поясах фанерозоя, в основном в условиях тектоно-магматической активизации, иногда в зонах континентального рифтинга. Вулканогенное оруденение сформировано в тех же подвижных поясах в этап активизации структур и иногда (стратиформные залежи вкрапленных руд), возможно, в геосинклинальный этап: оно изредка встречается в фундаменте древних платформ.

Перечисленные выше типы рудных тел присущи провинциям, сложным в основном алюмосиликатными породами; при наличии карбонатных пород здесь можно встретить и скарны, но они не определяют металлогенический облик провинций. Каждому типу и подтипу провинций, выделенному по литологическим формациям, присущи свои наборы типов рудных тел и полей, свои особенности их размещения. Проследим эти различия на примере плутоногических провинций. Провинциям с широким распространением формаций осадочно-офиолитовой ассоциации присущи не только калиевые, но и плагиограниты. Здесь доминируют кварцевые жилы в крутопадающих отрывах и сколах и штокверки. В провинциях, где развиты кислые субаэральные вулканы (области тектоно-магматической активизации), обычны жилы, грейзены, штокверки, изредка встречаются сфероиды и трубки, возникшие путем заполнения полостей. Сфероиды и трубки встречаются и в терригенных провинциях, где они также редки, а широко распространены жилы в крутых отрывах, локализованные вдоль или поперек региональной складчатости, изредка в радиальных и концентрических отрывах в брахиантиклиналях, облегающих гранитные купола. Для провинций с широким распространением карбонатных формаций типичны и наиболее распространены и важны залежи скарнов, что обусловлено особенностями состава и свойств карбонатных пород. Здесь имеются залежи скарнов вдоль пологих или крутых контактов карбонатных отложений и плутонов гранитоидов, ненарушенных (1) или нарушенных согласными с контактом сколами (2), послонные залежи вдоль контактовой поверхности карбонатных и терригенных пород (3), секущие залежи в эва- (4) и эндоконтактовых (5) зонах; редко встречаются и имеют небольшое промышленное значение трубки (6) и изометричные тела (7) скарнов, рудные жилы (8), штокверки (9). При скарнообразовании важную роль играют, по данным исследователей, пластические деформации пород.

В истории Земли проявлено тенденция смены плутоногенного оруденения вулкано-плутоногенным и затем вулканогенным. При сопоставлении месторождений одной формации, расположенных в провинциях разного возраста, также выявляются различия типов рудных тел, их относительного распространения, масштабов оруденения. Так, наиболее важные скарново-рудные залежи месторождений молибден-вольфрамовой формации в докембрийских и некоторых каледонских рудных провинциях стратиформные, согласные с напластованием. В других каледонских, герцинских и некоторых альпийских провинциях залежи в основном контактовые. В некоторых альпийских провинциях с более молодым оруденением рудные залежи согласные или секущие. Соответственно изменяются параметры рудных тел, их локализация, ассоциации минералов.

Изометричные рудные тела, возникшие в докембрии и палеозое, изредка имеют самостоятельное значение (месторождение Киоуке, Африка), образовавшиеся в мезозое — лишь дополнительный источник вольфрама наряду с главными — жильными. В кайнозое такие тела не формировались. Сложные жильные системы в сопряженных сколах и отрывах, трубки и воронки брекчий формировались начиная с мезозоя, оруденелые зоны брекчий — только в кайнозое. В соответствии с возрастом складчатых систем оруденение разного возраста может быть выражено рудными телами разных морфоструктурных типов.

В областях полициклических геосинклинального развития или тектономагматической активизации нередки рудные провинции разных возрастов. Здесь одни типы рудных тел могут быть встречены в фундаменте, где сформированы в геосинклинальную стадию, другие типы — в геосинклинальном этаже или чехле. Так, в некоторых альпийских складчатых системах в интрагеоантиклиналях и срединных массивах в отложениях каледонского структурного этажа оруденение выражено стратиформными залежами, а в отложениях альпийского геосинклинального этажа, заполнивших трюги геосинклиналей, — зонами брекчий и оперяющими их жилами. Это обусловлено возрастанием консолидации земной коры во времени, изменением состава рудоносных магм и растворов, возрастанием глубины и изменением геодинамической обстановки их зарождения, структурной обстановки становления магматических тел и рудоотложения (иногда вследствие изменения состава и физико-механических свойств пород).

Типизация рудных провинций облегчает сравнение месторождений. Так, в вулкано-плутонических провинциях прослежена серия типов рудных тел, отражающая переходы от магматических к постмагматическим. Магматические молибденоворудные тела — это ритмично-зональные штоки или дайки гранит-порфиров, например в месторождении Кароби (Кавказ). В некоторых месторождениях (Гендерсон, США) ритмично-зональные тела включают лишь часть молибдена, а главное, постмагматическое оруденение заключено в штоках. Последние иногда формировались в рудных полях многократно — вслед за каждым внедрением магмы, все более обогащаясь вольфрамом

(Клаймакс, США). Позже молибденоворудных могли формироваться вольфрамоворудные тела (Джида, Забайкалье). Приведенная серия рудных тел, наряду с другими фактами, свидетельствует о генетической связи оруденения с кислыми магмами.

Типы рудных полей выделяются нами по морфоструктурным типам рудных тел или их сочетаниям с учетом их геолого-структурной позиции. Рудные поля сложного строения особенно характерны для полиформационных месторождений, включающих две или более системы рудных тел. Последние могут быть локализованы в различных участках рудного поля, в разных ярусах или быть наложенными одно на другое. Геолого-структурная позиция рудных полей в плутонических провинциях варьирует. Они встречаются в эндо- или экзоконтактах гранитных плутонов, в зонах их нормальных или тектонических, пологих или крутопадающих контактов, в их изгибах, выступающих или входящих углах, логообразных понижениях, ксенолитах, в местах изменения залегания разломов (изгибы, ветвления, выклинивания) или складчатости (изгибы, распад на более мелкие складки, наличие складчатости более высоких порядков, брахиантиклиналей, нарушений разломами), в ядрах, на крыльях, периклинальных погружениях или перегибах шрифров складок, в наложенных прогибах, грабенах, кальдерах, в зонах или вблизи региональных разломов, в узлах их сочленения или пересечения. Ряд скарновых месторождений находится вблизи гранито-гнейсовых куполов. В вулканоплутонических провинциях рудные поля приурочены к полям даек, штокам, этмолитам, неккам или находятся вблизи них, в зонах глубинных разломов, узлах их сочленения или пересечения. В вулканических провинциях рудные поля находятся в зонах глубинных разломов (в сильно разбитых разноориентированными разломами древних интрузивах или антиклиналях).

Типы рудных полей, расположенных в разнотипных рудных провинциях, также различны. Так, только в плутонических рудных провинциях встречаются рудные поля, представленные сочетанием пологих зон рудоносных грейзенов и жил, приуроченных к отрывам, только в вулканоплутонических провинциях имеются рудные поля, в которых находятся и грибовидные штокверки, и жилы в сопряженных сколах и отрывах, только в вулканических провинциях выявлены сочетания крутопадающих зон оруденелой брекчи и кварцеворудных жил в оперяющих эти зоны трещинах отрыва.

Тип рудного поля нередко определяет масштабы, вертикальный интервал, характер зональности оруденения.

Выявление типов рудных тел и полей, а также их приуроченности к определенным типам рудных провинций и к структурным элементам земной коры разной степени консолидации и разного возраста консолидации, способствует совершенствованию методов прогноза, поисков и оценки оруденения. По типам рудных тел можно классифицировать месторождения.

УДК 549.905.3:553.2.065

## ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И КРИТЕРИИ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

А.Д.Генкин, М.Г.Добровольская, В.А.Коваленкер, Н.В.Петровская, Т.Н.Шадлун

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г.Москва, СССР

Понятия "парагенезис" и "парагенетическая ассоциация минералов" в настоящее время широко используются в геологической литературе, однако они нередко трактуются неоднозначно. В своем сообщении мы хотели привлечь внимание к выработанному коллективом авторов определению "парагенетическая минеральная ассоциация", а также к критериям выделения минеральных парагенезисов в рудных месторождениях. Следует подчеркнуть, что понятия "парагенетическая ассоциация минералов" и "парагенезис минералов" рассматриваются авторами как равнозначные.

В истории развития представлений о парагенетических ассоциациях минералов, которые неоднократно освещались в литературе. /1- 5/, выделялось несколько периодов. Весьма важным был тот период, когда новое физико-химическое направление исследования горных пород (В.М.Гольдшмидт, П.Эскола, Д.С.Коржинский) привело к необходимости различать не только ассоциации минералов пространственно близких, но и близких по времени и условиям образования. Это позволило уточнить и углубить определение понятия "парагенезис минералов", предложенное, как известно, в 1849 г. А. Брейтгауптом. Напомним, что близкое понятие "смежность минералов" было выдвинуто также в ХУШ в. русским ученым В.М.Севергиным.

Большим вкладом в разработку основ учения о парагенезисах явились исследования А.Г.Бетехтина, указавшего на связь минеральных парагенезисов со стадиями минералообразования и на возможность формирования парагенезисов не только при кристаллизации из растворов, но и в процессе метасоматоза и метаморфизма ранее существовавших минеральных агрегатов.

Д.С.Коржинский, принявший в работе 1940 г. определение "парагенезис минералов" как их сонахождение, обусловленное одновременным образованием, в 1973 г. пришел к выводу, что для целей физико-химического анализа минеральных ассоциаций необходимо использование понятия

"парагенезис" в более узком значении — как "ассоциации сосуществующих взаимно равновесных минералов".

Н.В.Петровская [5], придавая фактору равновесия большое значение, рассматривает парагенетическую ассоциацию минералов как равновесную систему, при формировании которой минералы могли возникать не только полностью одновременно, но и частично последовательно.

Выяснение равновесных соотношений минералов, относящихся к одной парагенетической ассоциации, является весьма сложным. Тем не менее экспериментальные исследования в области фазовых равновесий в различных сульфидных системах позволяют судить об условиях, при которых могут быть в равновесии те или иные сосуществующие минералы. Равновесные соотношения сульфидов (сфалерит-галенит, станнин-сфалерит, сфалерит-пирит-пирротин и др.) используются для геотермометрии и геобарометрии.

Приведенные выше данные позволяют определить парагенетическую минеральную ассоциацию применительно к гидротермальным рудам как совокупность минералов, возникших, судя по их сростаниям или другим соотношениям в рудах, одновременно или последовательно в интервале близких физико-химических условий, определивших их образование без резко выраженных признаков неравновесности.

В отличие от часто используемого в мировой литературе понятия о парагенезисе как о минеральном составе руд в целом или как последовательности образования минералов на месторождении, а иногда в каком-либо регионе данное определение является более конкретным, в большей мере соответствует первоначальному смыслу самого термина и имеет генетическое значение.

Критерии выделения разновозрастных парагенетических ассоциаций в рудах можно сгруппировать в три группы: геологические, текстурно-структурные и геохимические (табл. I).

Геологические критерии выделения минеральных парагенезисов близки к критериям стадийности минералообразования. Главным из них является закономерная пространственная обособленность различных по составу минеральных агрегатов, которая выявляется в процессе площадного минералогического картирования. Важное значение в этой закономерности имеет структурно-тектонический фактор, предопределяющий приуроченность разновременных парагенезисов к зонам контактов рудных тел или трещинам, возникшим и подновлявшимся в разное время. Так, например, в одном из участков Дарасунского золотосульфидного месторождения тонкие жилы или прожилки, сложенные минералами поздней сульфантимонит-сульфат-карбонатной ассоциации под небольшим углом секут минеральные скопления более ранней бурнонит-галенит-сфалеритовой ассоциации (рис. I). Еще более ранний, чем бурнонит-галенит-сфалеритовый, кварц-арсенопиритовый парагенезис локализуется у другого контакта жилы; неровная граница между двумя минеральными агрегатами, признаки дробления и замещения

Таблица I

Критерии выделения разновременных минеральных парагенезисов

Геологические	Структурно-текстурные	Геохимические
Пространственная обособленность минеральных агрегатов различного состава; их приуроченность к зонам трещиноватости, возникшим или подновлявшимся в период рудообразования	Брекчирование, дробление ранних минеральных агрегатов, обрастание одних минеральных агрегатов другими, отличающимися по составу; цементация, пересечение с признаками коррозии, замещения; разложение, растворение более ранних минералов, перетолжение, образование новых минералов и минеральных агрегатов на месте ранних и перекристаллизация последних, регенерация (дорастание, восстановление) нарушенных зерен и кристаллов минералов	Закономерное различие химического состава минералов в разных ассоциациях, количественное и качественное изменение элементов-примесей в разных генерациях одних и тех же минералов; унаследование элементов, присущих ранним минералам, поздними; различие валентного состояния одного и того же элемента в ранних и поздних минералах, изменение соотношений изотопов серы и углерода, различия коэффициентов распределения примесных элементов в сосуществующих парах минералов и объемных соотношений газ - жидкость во флюидных включениях

ранних минералов подтверждают разновременное образование ассоциаций.

Структурно-текстурные критерии единодушно признаются главными, а иногда и единственными при выделении разновременных парагенетических ассоциаций в рудах [6]. В рудах свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья часто наблюдается пространственное обособление пирит-сфалеритовых, иногда с ранним арсенопиритом, и галенит-буланжеритовых минеральных агрегатов. В случае их совмещения появляются новообразования прожилковидных выделений арсенопирит-пиритового состава среди сфалерита (рис.2), возникшие в результате перераспределения железа и мышьяка под воздействием свинец- и сурьмосодержащих растворов на ранее сформированные рудные агрегаты. Признаки "очищения" сфалерита от железа, образование в нем мелких метакристаллов пирита, коррозия пирит-

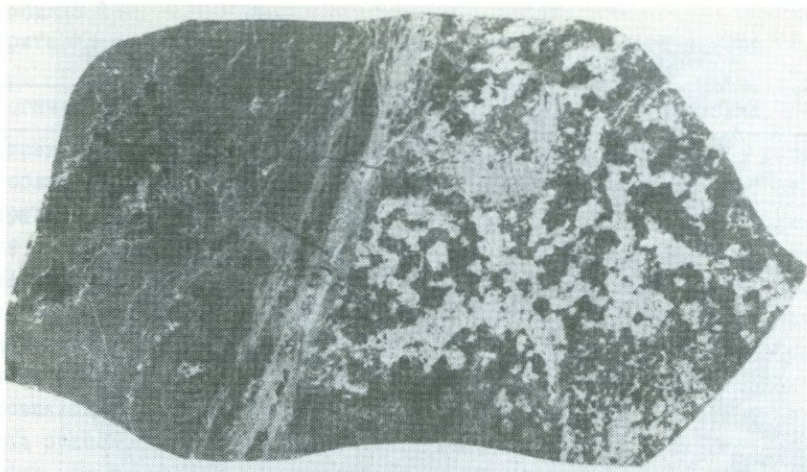


Р и с. 1. Соотношения минеральных парагенезисов в штучном образце из месторождения Дарасун, Восточное Забайкалье

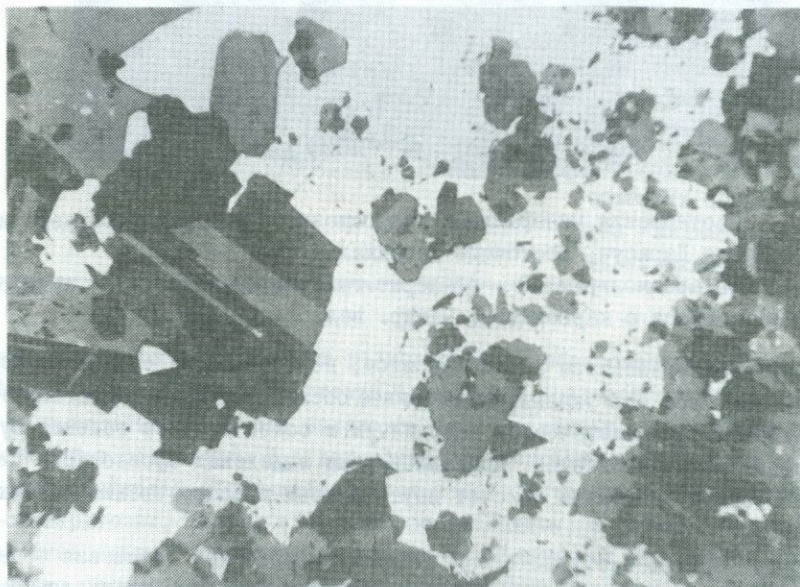
1 - кварц+арсенопирит; 2 - сфалерит+галенит+бурнонит; 3 - сульфиды свинца с карбонатом. Natur. вел.

та и сфалерита галенитом и буланжеритом, переотложение сульфидов железа и цинка - все это указывает на раннее образование минералов пирит-сфалеритовой парагенетической ассоциации и более позднее галенит-буланжеритового парагенезиса. Прожилковидные выделения арсенопирит-пиритового состава возникали за счет внутрирудных преобразований ранних сульфидов.

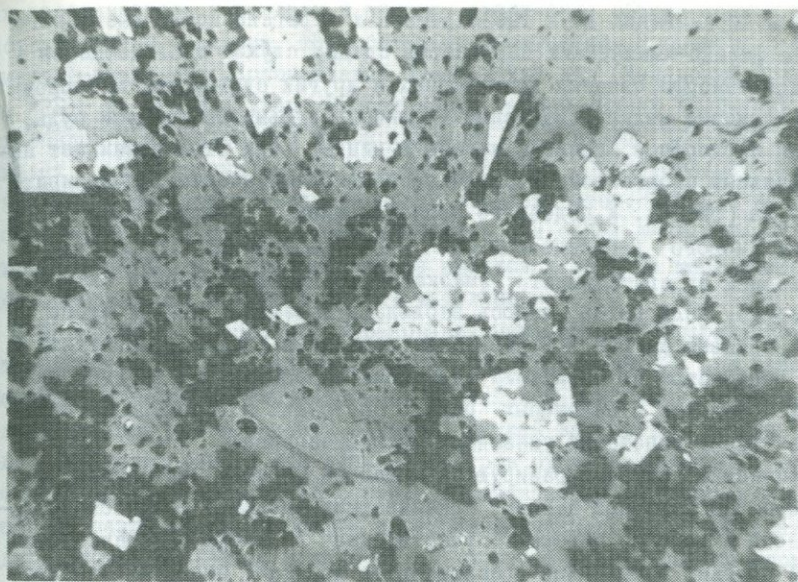
В рудах Северо-Акатуевского месторождения развиты скопления арсенопирита в массе сфалерита. По первому впечатлению можно предположить, что зерна арсенопирита цементируются сфалеритом и замещаются им. Однако при микроскопическом наблюдении выясняется, что арсенопирит так же, как и кварц, образует в массе сфалерита метакристаллы скелетной формы и замещает сфалерит (рис.3,4).



Р и с. 2. Развитие тонких метасоматических прожилков пирит-арсенопиритового состава в участках замещения минеральных агрегатов ранней арсенопирит-пирит-сфалеритовой ассоциации поздней сульфoантимонит-галенитовой (белое, отдельные скопления). Благодатское месторождение. Полир. штуф. Natur. вел.



Р и с. 3. Замещение сфалерита (серое) кварцем (темное) и арсенопиритом (белое). Северо-Акатуевское месторождение. Протравлено, полир. шлиф, увел. 90



Р и с. 4. Метакристаллы кварца (черное) и арсенипирита (белое) в сфалерите (серое). Северо-Акатуевское месторождение. Полир. шлиф, увел. 90



Р и с. 5. Разложение блеклой руды и образование нового парагенезиса: арсенипирит(1)+халькопирит(2)+сфалерит(3)+блеклая руда(4). Холоднинское месторождение, Северное Прибайкалье. Полир. шлиф, увел. 320

Примером образования двух одновременных парагенезисов, вызванного изменением физико-химических параметров среды, служит наблюдающееся в некоторых метаморфизованных колчеданных и других сульфидных месторождениях разложение мелких выделений мышьяково-сурьмяной блеклой руды, содержащей изоморфные примеси железа и цинка; при этом возникает новый минеральный парагенезис состава арсенопирит+сфалерит+халькопирит+блеклая руда (рис.5). К подобного рода явлениям относится возникновение нового парагенезиса за счет разложения пирротина с образованием агрегата пирит (марказит)+магнетит+карбонат (кальцит, сидерит). Если бы не удалось наблюдать начальных стадий этого процесса, проявляющегося в образовании прожилков (квасок) магнетита и пирита с карбонатом по периферии выделений пирротина, то трудно было бы понять появление в некоторых рудах, состоящих в основном из пирита, очень тонких сростаний указанных трех минералов.

Геохимические критерии базируются главным образом на аналитических и экспериментальных данных, показывающих различие химического состава одного и того же минерала, участвующего в разных парагенезисах.

В ряде случаев необходимо сравнительное изучение свойств одновременных выделений минералов. На свинцово-цинковом месторождении Сардоб в состав ранних минеральных образований и секущих их прожилков входят одни и те же минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, но в различных количественных соотношениях. Главным рудообразующим минералом является сфалерит, состав которого изменяется от ранних минеральных парагенезисов к поздним: уменьшается количество железа и марганца и увеличивается содержание кадмия. Как правило, более поздние карбонаты в ряде свинцово-цинковых месторождений (Зембарек, Садон, Згид, Михайловское, Северо-Актатувское) содержат больше марганца по сравнению с ранними.

В рудах свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья в раннем парагенезисе с доломитом, пиритом и арсенопиритом кристаллизовался железистый сфалерит (до 12 вес.% Fe) с заметной примесью меди, индия, олова; в позднем карбонат-сульфоантимонит-галенитовом парагенезисе — сфалерит меложелезистый (1-3 вес.% Fe) или полностью лишенный железа и других примесей, отличающийся от раннего сфалерита формами выделений, физическими и оптическими свойствами. Галенит в раннем парагенезисе в ассоциации со сфалеритом обогащен серебром, в позднем, ассоциирующем с сульфоантимонитами свинца, содержит примесь сурьмы, олова, теллура.

Выделению минеральных парагенезисов помогают данные изотопных анализов серы, углерода, кислорода как в отдельных минералах, так и в газовой-жидких включениях, содержащихся в них. Изучение газовой-жидких включений в жильных, иногда рудных минералах, относящихся к разновозрастным парагенезисам, показало, что объемные соотношения газа и жидкости в них и соответственно температуры гомогенизации меняются от ран-

них парагенезисов к поздним в сторону увеличения объема жидкой фазы и соответственно снижения температур минерализации. Например, в рудах свинцово-цинкового месторождения Шумачевский дол (Маданский рудный район, НРБ), по температурам гомогенизации газовой-жидких включений было установлено, что наиболее высокотемпературный кварц (320-360°C) ассоциирует с сульфидами железа и арсенопиритом, среднетемпературный кварц (280-310°C) находится в парагенезисе со сфалеритом. Кварц и кальцит в тесной ассоциации с галенитом отлагались при более низких температурах (120-240°C). Аналогичные данные имеются и по ряду месторождений олова, вольфрама, золота и других металлов.

В зависимости от способа образования минеральные парагенезисы могут возникать: 1) при отложении в свободных полостях; 2) при замещении вмещающих пород с последовательным выделением минералов, слагающих парагенезис, или одновременной кристаллизацией вследствие внезапного резкого изменения одного или всех параметров рудообразования; 3) при химических реакциях растворов с ранее образованными минералами с замещением или разложением последних и заимствованием поздними минералами ряда компонентов ранних минералов; 4) при раскристаллизации сложных тел; 5) при распаде твердых растворов с одновременным выделением минералов; 6) при метаморфических преобразованиях руд с различной степенью изменения химического состава и сростаний минералов вследствие перераспределения вещества.

Изучение минеральных парагенезисов в сочетании с геолого-структурными данными в целом по месторождению и минералогическим картированием необходимо не только для познания процессов минералообразования, выяснения условий формирования месторождений, но и для решения ряда практических задач: выявления зональности и вертикального размаха оруденения, поисков скрытого на глубине оруденения.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бетехтин А.Г. Понятие о парагенезисе минералов.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2, с.15-20.
2. Бетехтин А.Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов.—Зеп. Всесоюз. минерал. о-ва, 1951, № 2, с.94-107.
3. Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.—Тр. ИГиН АН СССР. Сер. геол., 1940, № 5, вып. 2. 100с.
4. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
5. Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация": Геол. руд. месторождений, 1967, № 2, с.27-38.
6. Шадлун Т.Н., Добровольская М.Г. Критерии выделения минеральных парагенезисов и использование их при изучении последовательности рудоотложения.—В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974, с.101-116.

И.В.Мельников

Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии АН СССР, г.Москва, СССР

Как показано многими исследователями (С.С.Смирновым, А.Г.Бетехтиным, Т.Н.Шадлун, А.Д.Генкиным, Н.В.Петровской и др.), процесс формирования гидротермальных месторождений, как правило, развивается направленно, эволюционно-пульсационно (стадийно). Эволюционная составляющая развития минералообразующего процесса, как показывает изучение изменения температуры и состава гидротермальных растворов по газовой-жидким включениям в минералах, обусловлена сочетанием изменения состава флюида в источнике и температурного изменения констант диссоциации электролитов. Последнее хорошо показано в докладе Г.Б.Наумова и И.Л. Ходаковского на I Международном геохимическом конгрессе.

Причины пульсационного изменения состава и свойств гидротермальных растворов, а отсюда и резкого изменения минерального состава гидротермальных образований, требуют еще своего выяснения. По-видимому, этот вопрос нельзя разрешить без детальных исследований состава минералов, их парагенетических взаимоотношений, а также состава и свойств растворов, заключенных в виде газовой-жидких включений ( ГЖВ ) в этих минералах. Такие исследования в течение длительного времени проводились коллективом минералогов-геохимиков, в числе которых был и автор настоящего сообщения. Изучались довольно интересные в генетическом отношении месторождения U—Mo рудной формации.

На многих типах гидротермальных месторождений (скарново-полиметаллических, грейзеновых, оловянно-вольфрамовых, молибденовых и др.) хорошо развита высокотемпературная часть минералообразующего процесса, а более низкотемпературная часть, не несущая промышленно важных компонентов, получила небольшое развитие и потому изучена с меньшей детальностью.

Уран-молибденовые месторождения лишены этого недостатка, процесс их формирования достаточно длителен, характеризуется минеральными комплексами, образовавшимися как при относительно высоких температурах в раннюю часть процесса, так и при средне-низкотемпературных условиях в более поздние его части. Второй важной особенностью U—Mo месторождений является то, что они формировались гидротермальными процессами, заметно различающимися по составу растворов в их ранние части и выравнивающиеся ближе к середине и концу процесса. Так, известны U—Mo месторождения, различающиеся по составу кислотных метасоматитов, предшествующих оруденению (березиты, гидрослюдзиты, аргиллизиты) и сформировавших их растворов (соответственно бикарбонатно-хлоридных, хлоридно-фторидно-бикарбонатных, бикарбонатных), характеризующихся одинаково

направленным развитием процесса, приводящим к близкому (бикарбонатному) составу растворов и аналогичным парагенезисам в стадию формирования руд.

На рис. 1 представлена обобщенная схема минералообразования U-Mo месторождений. Как следует из этой схемы, процесс минералообразования протекал обычно в 5 стадий, на некоторых месторождениях в 7 стадий минерализации. Каждая из стадий включает в себя несколько парагенезисов или отдельных минералов. Минералы не всегда группируются в виде парагенезисов. Нередко образуются лишь отдельные минералы.

Признаками, позволяющими относить минералы к одному парагенезису, являются, по нашему мнению: 1) величие индукционных границ совместного роста; 2) образование минералов в зонах роста кристаллов других минералов без явлений корродирования и пересечения; 3) последовательное нарастание кристаллов или агрегатов одного минерала на другой без явлений пересечения или корродирования одного минерала другим. Для третьего признака необходимо еще одно условие - постоянное совместное нахождение минералов, исключающее включение в один парагенезис разновозрастных минералов. Примеры вышеприведенных парагенетических взаимоотношений показаны на рис. 2-4. Еще одним, 4-м, признаком отнесения минералов к одному парагенезису является постоянное метасоматическое развитие какого-нибудь минерала в околопрожилковом ореоле на контакте с каким-либо минералом прожилка. Например, на рис. 5 показано постоянно наблюдаемое замещение целло альбитизированного калишпата железистым хлоритом на контакте с прожилком, по альбандам которого выделяется настурян 3-й генерации. Для метасоматически сформированных минералов, развивающихся по разным более ранним минералам, дополнительным признаком парагенности является одинаково направленное изменение щелочности или кислотности (подщелачивание или подкисление) растворов в результате реакции замещения. Реакции рассчитываются с обязательным учетом мольных объемов замещаемого и замещающего минерала и первоначальной и возникающей вторичной пористости. Там, где была возможность, производилось термодинамическое моделирование по программе минимизации свободной энергии с помощью ЭВМ для выявления равновесных минералов. По результатам этого моделирования строились диаграммы полей преобладания минералов. Такое моделирование пока еще не всегда полностью соответствует природным условиям, так как учитывает не конкретный, а лишь модельный состав минералов. Автор отдает себе отчет в том, что не все признаки парагенезисов являются достаточно строгими и равнозначными; так, отнесение к одному парагенезису равновесных минералов, последовательно нарастающих один на другой, носит элемент условности, ибо в этом случае формирование минералов, входящих в одну и ту же парагенетическую ассоциацию, не является строго одновременным, а условия равновесия между минералами определяются способностью более ранних минералов противостоять растворению при образова-

СТАДИИ МИНЕРАЛОБРАЗОВАНИЯ	АЛЬБИТИЗАЦИИ ИЛИ КАЛИШПАТИЗАЦИИ	КВАРЦ-ФЛОГОПИТОВАЯ	БЕРЕЗИТИЗАЦИИ	ГИДРОСЛЮДИЗАЦИИ	АРГИЛЛИЗАЦИИ	КВАРЦ-СУЛЬФИДНО-КАРБОНАТНАЯ	КВАРЦ-ФЛЮОРИТ-БАРИТОВАЯ	НАСТУРАНОВАЯ	КВАРЦ-БАРИТ-ФЛЮОРИТ КАЛЬЦИТОВАЯ (КАЛЬЦИТОВАЯ)
МИНЕРАЛЫ									
Альбит или калишпат	■								
Кварц	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Роговая обманка	—								
Эгирин	—								
Мусковит и гидромусковит		■	■						
Флогопит		■							
Касситерит		—							
Гидрослюда				■		■		—	
Карбонаты			■	■	■		■		
Каолинит					■				
Монтмориллонит					■				
Пирит			—		■	■			—
Арсенопирит						—			—
Сфалерит						—			—
Халькопирит						—			—
Галенит						■	■	■	■
Флюорит		—					■		■
Барит							■		—
Гематит								—	
Сульфосоли Pb, Cu, Sb								■	
Сульфосоли Ag								■	xx xx
Молибденит (иорд)								■	xx xx
Настуран								■	
Хлорит		—	—		—	—		■	■
Кальцит								■	■
Титанаты урана				—	—			—	
Ковфинит			—	—				—	
Кинобарь									—
Марказит								■	

■ 1  
■ 2  
■ 3  
■ 4  
— 5

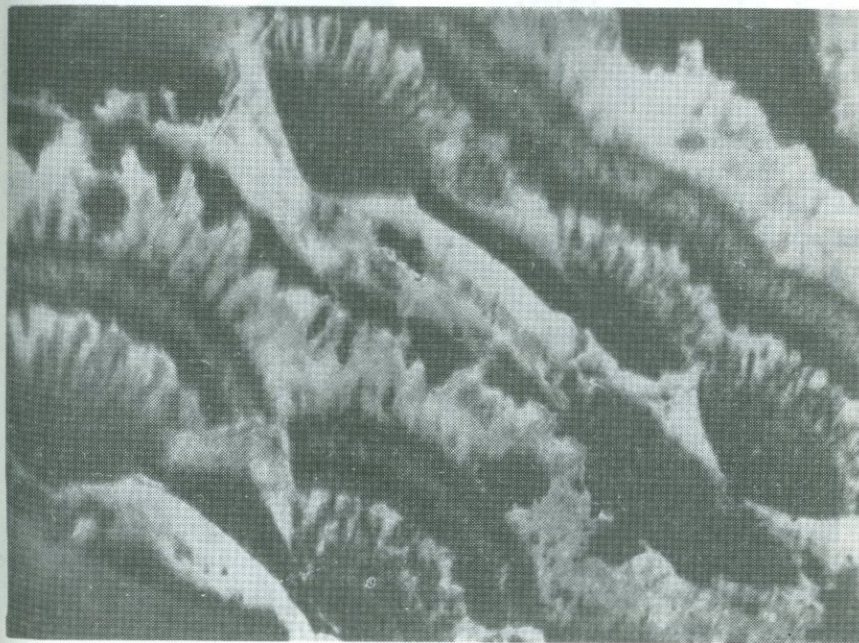
⊙ 6  
⊕ 7  
⊖ 8  
xx 9

Р и с. 1. Сводная схема минералообразования уран-молибденовых месторождений

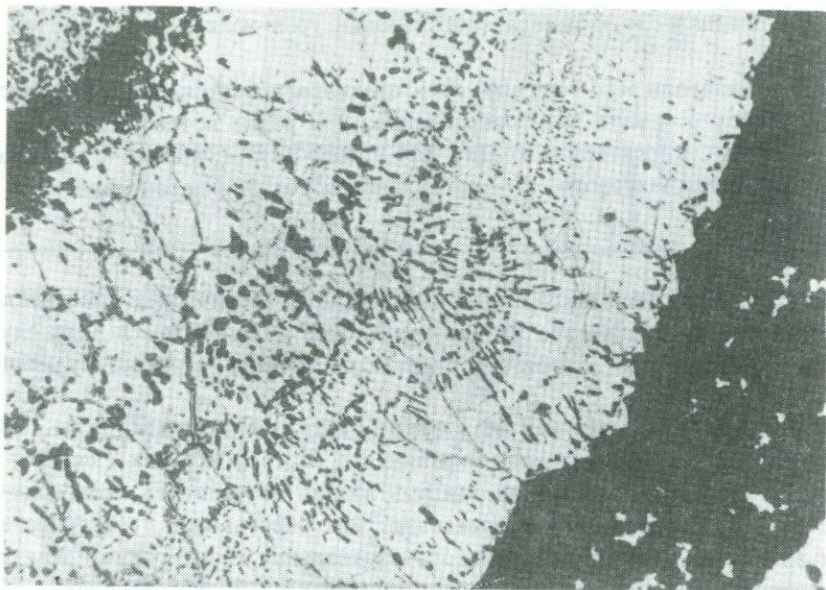
1 - 5 - минералы: 1 - широко-, 2 - среднераспространенные, 3 - распространенные, 4 - мало распространенные, 5 - редко встречающиеся; 6 - 8 - стадии, характерные только для процесса: 6 - березит-сульфидного, 7 - гидрослюдизитового, 8 - аргиллизитового; 9 - переотложенные минералы

нии более поздних минералов. Таким образом, парагенетическая ассоциация не всегда отражает истинное физико-химическое равновесие. В ряде случаев это минеральное равновесие близких по времени образования минералов.

Наблюдения над изменением во времени состава парагенезисов на U-Mo месторождениях, сформированных в разных по составу породах (кислых, средних и основных), позволили выявить важную особенность, повторяющуюся от месторождения к месторождению. Эта особенность отчетливо заметна на месторождениях с прожилково-вкрапленным типом гидротермальных образований и несколько менее резко выражена на месторождениях с вкрапленными рудами. Она заключается в циклическом чередовании существен-



Р и с. 2. Настуран-молибденитовые сферолиты: белое - молибденит, темно-серое - настуран. Полик. шлиф, увел. 410 (по В.И.Рехарскому)

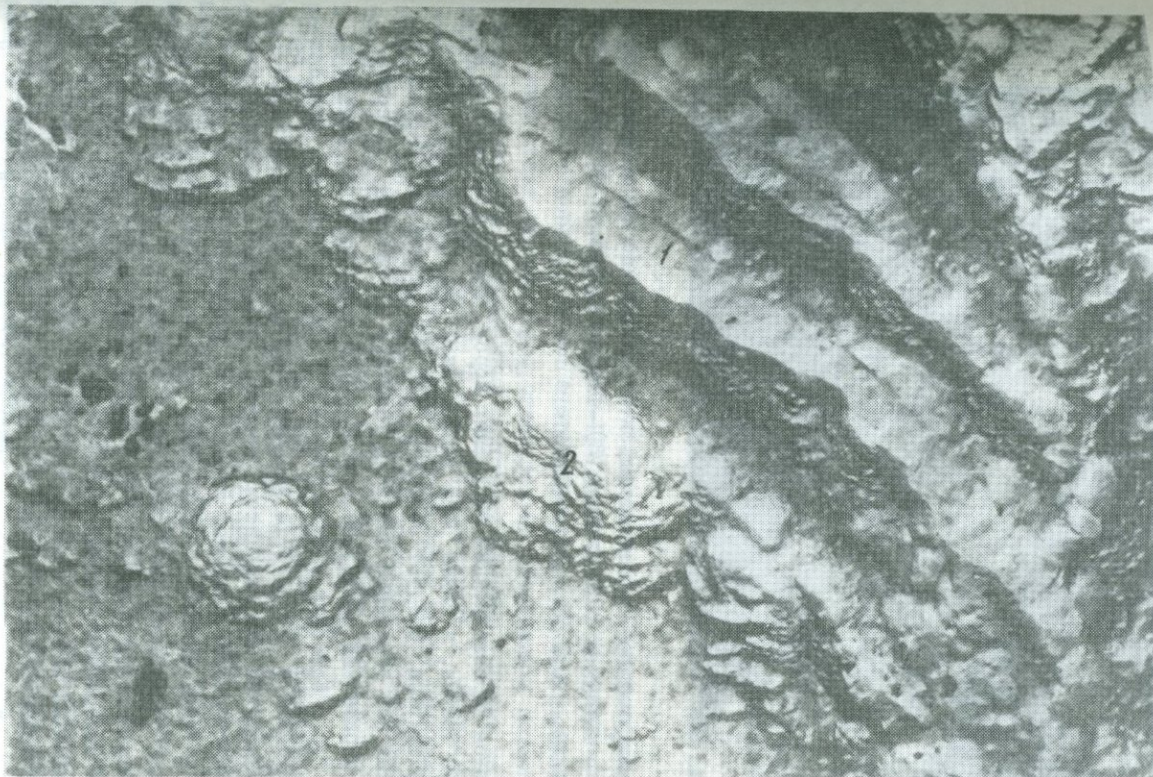


Р и с. 3. Вростки пирита (черное) по зонам роста корок флюорита (белое). Прозрачный шлиф, увел. 90, без анализатора

но кварцевых или алюмосиликатных парагенезисов с карбонатными парагенезисами. На месторождениях с преимущественно прожилковым типом гидротермальных образований было замечено, что после карбонатных парагенезисов и перед алюмосиликатными парагенезисами в одних тектонических структурах проявились приоткрывания трещин, приводящие нередко к образованию брекчий, в других структурах в этот период происходили сдвиговые или сбрососдвиговые перемещения. Перед карбонатными парагенезисами таких перемещений и приоткрываний не было. На месторождениях с вкрапленным типом оруденения такое совпадение по времени наиболее крупных внутриминерализационных подвижек с образованием алюмосиликатных парагенезисов проявляется не всегда.

Изучение минеральных замещений при отложении кварцевых и алюмосиликатных парагенезисов показало, что они формировались из относительно кислых растворов на фоне подщелачивания последних в результате перехода в них из вмещающих пород щелочей и щелочных земель и обеднения раствора кремнеземом. Формирование таких парагенезисов сопровождалось околопрожилковым окварцеванием, серицитизацией слабо измененных вмещающих пород или характеризовалось равновесием с ранее окварцованными, гидрослюдизированными, аргиллизированными в результате более раннего кислотного выщелачивания (по Д.С.Коржинскому) породами.

При образовании карбонатных парагенезисов в составе прожилков и жил, как правило проявленных в породах основного или среднего состава



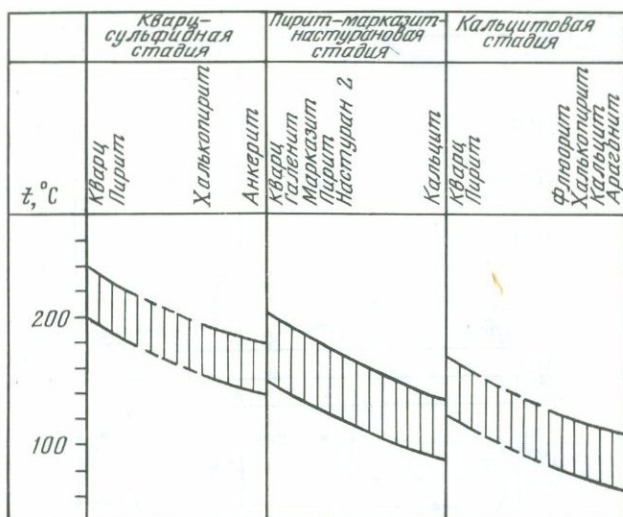
Р и с. 4. Дендриты настурана (1), обросшие тонкочешуйчатым молибденитом (2). Полир. шлиф, увел. 6000, протравлено ионным пучком аргона. Электронно-микроскопический снимок, двухступенчатая реплика



Р и с. 5. Избирательное замещение альбита (5) железистым хлоритом (1) на контакте с настуран (2) – кварц (3) – гидрослюдистым (4) прожилком. Прозрачный шлиф, увел. 70, без анализатора

ва, наблюдаются карбонатизация вмещающих пород, характеризующаяся неустойчивостью кварца, а также ряда алюмосиликатных минералов, и замещение их карбонатами. Следует отметить, что ряд других минеральных замещений, таких, как замещение пирита и гематита магнетитом, анкерита настураном, пирита или сфалерита железистым молибденитом, анкерита флюоритом и др., проходит в относительно кислых растворах с подщелачиванием последних в результате реакции. Наряду с этим замещения сидерита анкеритом или кальцитом, кварца доломитом, пирита халькопиритом, арсенопирита, пирита, железистого молибденита и галенита настураном, а также альбита железистым хлоритом проходит в умеренно щелочной среде с подкислением раствора в результате реакции. От начала минералообразующего процесса к его концу происходят нарастание экстенсивности минеральных замещений, отмечающихся в относительно щелочной среде, и уменьшение экстенсивности замещений, характерных для относительно кислых реакций. В связи с этим к концу процесса увеличивается количество "щелочных" парагенезисов и уменьшается количество "кислотных".

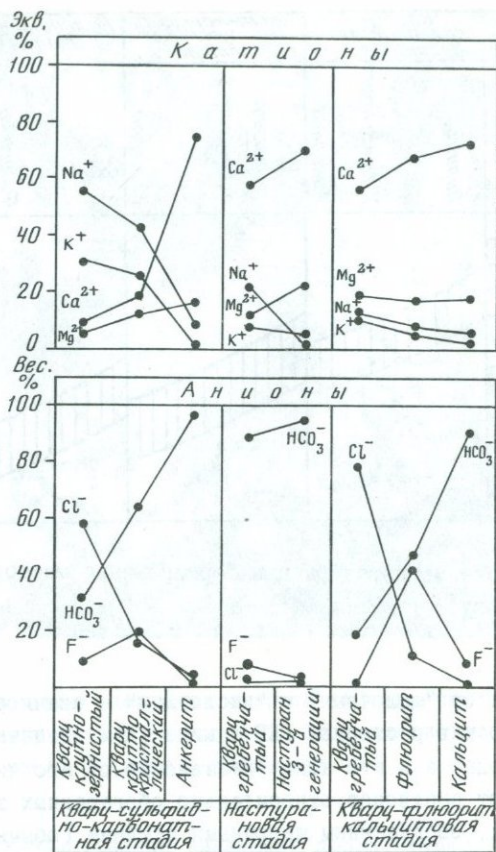
Исследование состава и свойств газовой-жидких включений (ГЖВ), проведенное на U – Mo месторождениях, показало, что при переходе от "кислотных" к "щелочным" парагенезисам температуры гомогенизации ГЖВ обыч-



Р и с. 6. Изменение температуры при формировании месторождений настурана (по Е.И.Котову)

но уменьшается, а от "щелочных" с "кислотным" - скачкообразно возрастает (рис.6). Состав растворов ГЖВ в минералах от начала U - Mo гидротермального процесса к его концу независимо от его типа однонаправлено изменяется от растворов, относительно обогащенных щелочами и хлор-ионом, к растворам, обогащенным щелочными землями (обычно кальцием) и гидрокарбонат-ионом. Вместе с тем направленность в изменении состава растворов осложнена инверсиями в соотношениях между компонентами в растворах. На рис.7, который характеризует изменение соотношений между катионами и анионами в растворах, отчетливо видны инверсионные перепады в относительных содержаниях ионов  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ , а также  $Cl^-$ ;  $HCO_3^-$ , происходящие при переходе от парагенезисов, формирующихся в относительно щелочных условиях ("щелочных" парагенезисов) к парагенезисам, образующимся из относительно кислотных растворов ("кислотным" парагенезисам). Вместе с тем заметно более плавное изменение соотношений компонентов от "кислотных" парагенезисов к "щелочным". При этом происходит уменьшение относительных концентраций щелочей, хлор-иона и возрастание относительных концентраций щелочных земель и гидрокарбонат-иона. Концентрация суммарной углекислоты (рис.8) уменьшается от "кислотных" к "щелочным" парагенезисам и испытывает инверсию между "щелочными" и "кислотными" парагенезисами.

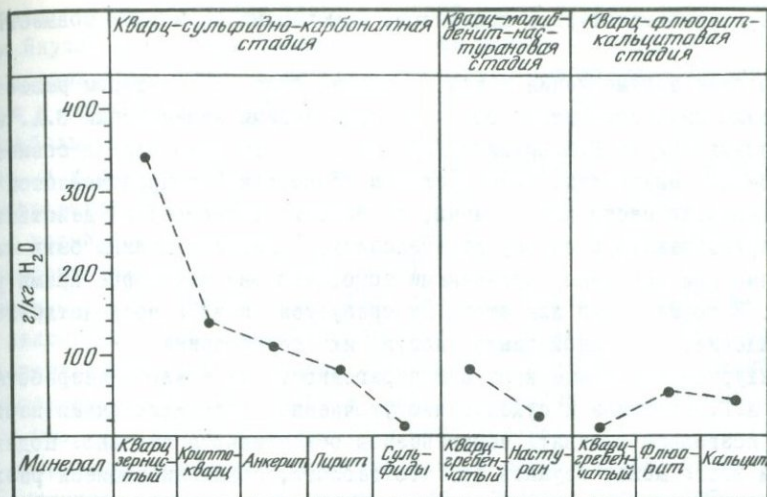
Приведенные данные позволяют, как представляется автору, говорить о существовании в процессе формирования гидротермальных U - Mo месторождений циклических изменений составе растворов (рис. 8), а вместе с ними и



Р и с. 7. Изменения в процессе минералообразования относительных концентраций компонентов в гидротермальном растворе

состава парагенезисов. Для таких циклов, по-видимому, следует оставить название стадий минерализации, так как многие явления, возникающие на границах циклов, такие, как наиболее интенсивное дробление минеральных агрегатов, возникновение брекчий в результате приоткрывания и подновления трещин, действительно наблюдаются не многих месторождениях. Вместе с тем, по-видимому, нельзя абсолютизировать максимальное внутри-минерализационное дробление в качестве главнейшего признака для выделения стадий минералообразования, так как оно проявлено на границах циклов не всегда. Более надежным признаком является переход от "щелочных" к "кислотным" парагенезисам в сочетании с инверсией температуры гомогенизации и составе растворов в газовой-жидких включениях.

Одной из главных причин циклического изменения состава парагенезисов на U-Мо месторождениях, является, вероятно, эволюционно-пульсационное изменение концентрации суммарной углекислоты, не связанное с вмещающей



Р и с. 8. Изменение суммарной концентрации углекислоты в процессе минералообразования

средой. Каждая из стадий кислотного выщелачивания соответствует той части минералообразующего процесса, в течение которой формируется одна метасоматическая колонка. Эти признаки выделения стадий минерализации должны быть проверены исследованиями на других типах месторождений.

УДК 549.905.3:553.45

#### ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ КАК НАДЕЖНАЯ ФАКТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ДЛЯ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

О.П.Иванов

Центральный научно-исследовательский институт оловянной промышленности, г.Новосибирск, СССР

По мере разработки понятий "минеральный парагенезис" и "геологическая (в частном случае рудная) формация" становится все более очевидным, что они имеют теснейшую взаимосвязь. Это проявляется как в их подчиненности, так и в наличии общего для них существенного признака, а именно закономерной устойчивой повторяемости [14].

В трактовке понятия "парагенетическая минеральная ассоциация" парагенезис" наиболее логичным представляется направление, сформулированное А.Г.Бетехтиным [1] и развитие Н.В. Петровской [11]. Если среди предложенных ими признаков данного понятия опустить несущественные или неподдающиеся объективной проверке, то "парагенезис" можно описать как устойчивую группу минералов, связанных между собой, судя по совокупно-

сти структурно-текстурных признаков, некоторыми периодами совместного роста.

Подробная аргументация такой трактовки была дана автором ранее [5]. Необходимо лишь пояснить в связи с критическими замечаниями В.А. и В.И. Поповых [12] и Б.В. Бродина [2], что, когда речь идет о совместно образованных минералах, то под словом "совместно" подразумевается не обстоятельство места или времени, а обстоятельство образа действия. Чтобы принадлежать к одному парагенезису, минералы должны быть связаны (прямо или косвенно) признаками того, что они некоторое время росли вместе. В то же время для этого не требуется ни их непосредственного сонахождения, ни полной синхронности их образования.

Структурно-текстурные критерии парагенности минералов, разработанные школой А.Г. Бетехтина и существенно уточненные онтогеническими наблюдениями, позволяют выделять парагенезисы объективно и надежно. Подтверждением этого может служить то, что геологи, придерживающиеся различных взглядов на генезис оловорудных месторождений Якутии и Чукотки, ус-танавливают на них принципиально сходные наборы и возрастную последовательность парагенезисов [10, 13].

Вместе с тем, как справедливо отмечает Б.В. Бродин [2], признаки, определяющие парагенезис, не дают возможности достоверно оценивать временную продолжительность процесса его формирования. Поэтому, на наш взгляд, классифицировать парагенезисы по продолжительности времени их образования нецелесообразно. Подобная операция всегда будет характеризоваться значительной неопределенностью. Парагенезис минералов соответствует определенному уровню иерархической системы организации природного вещества [3]. Расчленение единого парагенезиса на части означает переход на более низкий уровень (уровень минералов), объединение же парагенезисов - переход на более высокий уровень (уровень формаций).

Применительно к гидротермальным образованиям парагенезис является вещественным эквивалентом стадии минерализации, применительно к магматическим соответствует самостоятельной фазе внедрения. "Самыми устойчивыми и распространенными минеральными парагенезисами являются породы" [14]. Поэтому нельзя искусственно разрывать, как это нередко делается, гидротермальные и магматические парагенезисы. Тем более, что, как показывают многочисленные факты, они, во-первых, нередко перемежаются во времени (рис. I), а, во-вторых, существуют парагенезисы промежуточного происхождения (продукты кристаллизации "рудных магм") [9, 6].

Важнейшей областью применения понятия "парагенезис" является "рудно-формационный анализ". Один из его создателей В.А. Кузнецов [7] рассматривает рудные формации как самостоятельный класс геологических формаций. "Если минералы - парагенезисы элементов, горные породы - парагенезисы минералов, то геологические формации - парагенезисы горных пород" [15]. Следовательно, понятие "рудная формация" можно трактовать как закономерно повторяющуюся устойчивую совокупность минеральных парагенезисов, имеющую промышленную ценность.

Характерными примерами таких формаций могут служить оловородные формации Якутии и Чукотки, среди которых мы различаем следующие: формацию оловосных аляскитов; касситерит-кварцевую; касситерит-силикатно-сульфидную и оловосульфидную с вторичным касситеритом.

Наибольшую ценность в промышленном отношении имеют касситерит-кварцевая и касситерит-силикатно-сульфидная формации. Состав первой из них определяется одним парагенезисом (касситерит-кварцевым), состав второй — устойчивым сочетанием трех парагенезисов (кварц-турмалинового, касситерит-кварцевого и сульфидного).

Решение главных задач рудноформационного анализа, таких, как выяснение закономерностей взаимоперехода между рудными формациями, выделение их естественных групп и рядов, обнаружение связей между рудными и магматическими формациями и т.п., во многом определяется достоверностью наших знаний о составе, возрастной последовательности и территориальной корреляции основных гидротермальных и магматических парагенезисов, проявившихся в пределах изучаемых рудных районов и провинций.

Фактической основой для решения задач данного типа могут надежно служить сводные возрастные колонки эндогенных парагенезисов, составленные для каждого рудного района. Идея построения единой колонки парагенезисов как отражения "полной картины рудного процесса, типичного для всего района" была высказана С.С.Смирновым [8] и реализована нами для нескольких оловородных районов Северо-Востока СССР (рис. I).

При построении каждой колонки делались следующие достаточно корректные допущения.

Гидротермальная и магматическая деятельность проявлялась в различные периоды развития рудного района, и в этом смысле она непрерывна. Вместе с тем она распадалась на ряд самостоятельных и относительно кратковременных процессов минералообразования, т.е. в то же время она дискретна.

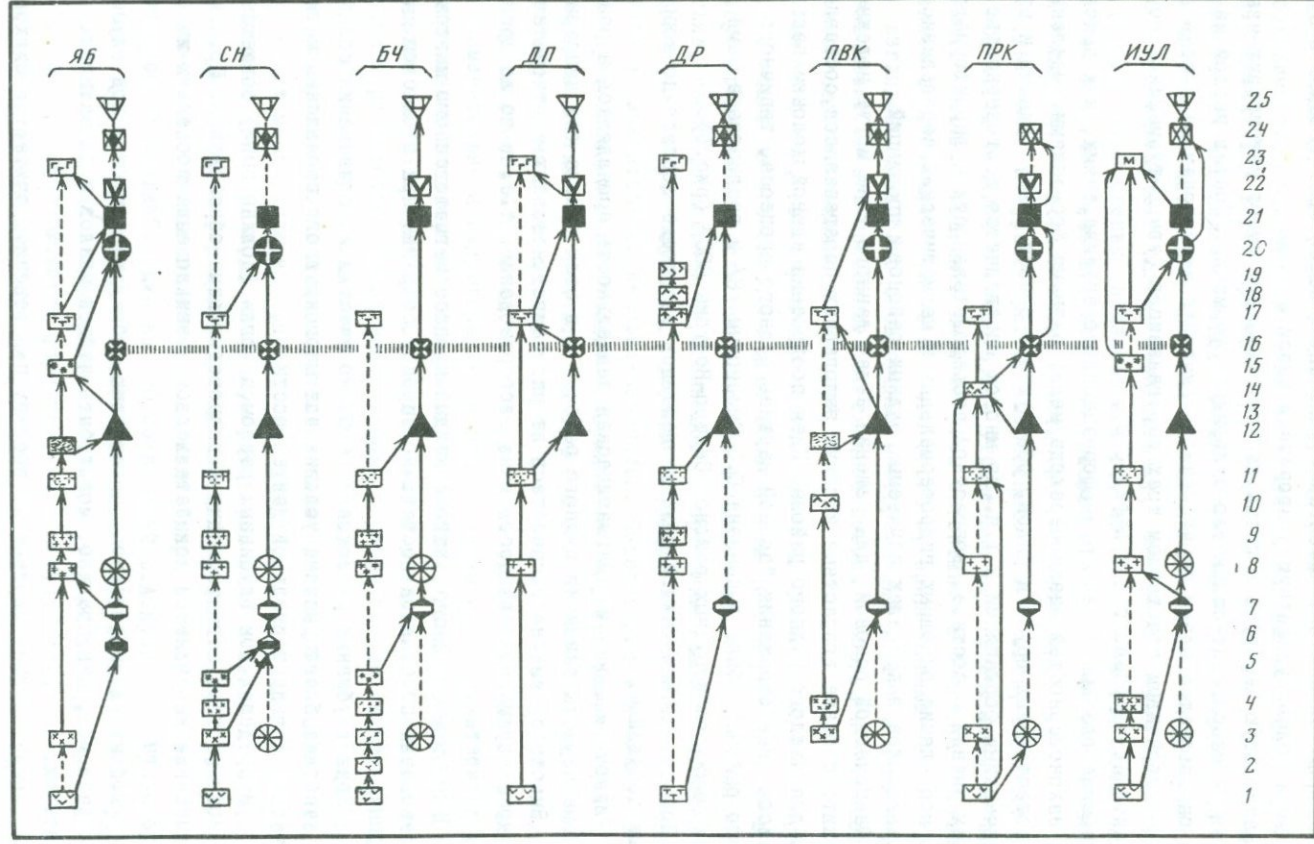
В пределах рудного района каждый процесс магматогенного минералообразования проявлялся достаточно широко, сохраняя при этом свои характерные черты.

Зоны глубинных разломов и особенно участки их сочленения создавали наиболее благоприятные условия для многократного проявления магматической и гидротермальной деятельности.

В пределах зон глубинных разломов могли (должны были) совмещаться разновозрастные магматические и гидротермальные образования. Причем, совмещение не является доказательством возникновения последних из одного очага.

Любому магматогенному проявлению, обнаруженному вне зон глубинных разломов, как правило, может быть найден аналог в их активных участках.

Принципиально сходные по составу парагенезисы считаются синхронными, если нет прямых или косвенных признаков их разновозрастности.



При всей контрастности смежных по возрасту парагенезисов состав каждого из них в пределах района вполне устойчив. Особенно это касается касситерит-кварцевого парагенезиса. Он является ведущим продуктивным парагенезисом для месторождений и касситерит-кварцевой, и касситерит-силикатно-сульфидной формаций. Как бы сильно ни различался общий минеральный состав этих формаций, характер продуктивного парагенезиса сохраняется практически неизменным. Касситериты из этих главных оловорудных формаций не различаются существенно ни по составу и содержанию элементов-примесей [10], ни по термобаропараметрам [4].

Наконец, прямое абсолютное датирование касситерит-кварцевого парагенезиса в месторождениях различной формационной принадлежности, выполненное для Северо-Востока СССР Л.В. Фирсовым на большом количестве образцов (в том числе наших), дало близкие результаты. Все это позволяет заключить, что касситерит-кварцевый парагенезис в оловорудных формациях этой металлогенической провинции синхронен и генетически един, а главные из них-касситерит-кварцевая и касситерит-силикатно-сульфидная-принадлежат к одному горизонтальному ряду рудных формаций Верхояно-Чукотской металлогенической провинции.

Сопоставление колонок возрастной последовательности эндогенных парагенезисов, построенных для нескольких оловорудных районов Якутии и Чукотки, показывает, что эти колонки обладают большим сходством. Они имеют почти одинаковые наборы парагенезисов. Причем, каждый из параге-

---

Р и с. 1. Возрастные соотношения магматических (левая сторона колонок) и гидротермальных (правая сторона колонок) парагенезисов в оловорудных районах и узлах Якутии и Чукотки

Районы: ЯБ - Яно-Борулахский; СН - Сартанг-Нельгехинский; БЧ - Бурчавли-Чалбинский; ДП - Депутатский; ДР - Дьяхтердахский. Узлы: ПВК - Певекский; ПРК - Пыркакайский; ИУЛ - Иультинский.

Парагенезисы (от ранних к поздним): I - диоритовый порфирит; 2 - диорит-порфир; 3 - монцо-гранодиорит и гранит (роговик, скарноид); 4 - лейкогранит, аплит, полевошпат-кварцевый пегматит; 5 - плагиогранит-порфир; 6 - анкерит+кварц; 7 - кальцит+кварц; 8 - гранит, адамеллит (роговик, скарноид); 9 - лейкогранит, аплит, полевошпат-кварцевый пегматит; 10 - порфирит; 11 - гранит-порфир, кварцевый порфир; 12 - турмалиновые гранит и аплит; 13 - турмалин+кварц; 14 - лампрофир; 15 - аляскитовый гранит; 16 - касситерит+кварц; 17 - диабазовый порфирит, лампрофир, базальт; 18 - трахит; 19 - монцонит; 20 - альбит+хлорит; 21 - пирротин+марматит; 22 - карбонаты+галенит+сфалерит; 23 - габбро-долерит, мончикит; 24 - антимонит+кварц; 25 - пирит+кальцит. Непрерывными стрелками показана возрастная последовательность, установленная на основании непосредственных пересечений геологических тел; прерывистыми - предполагаемая по косвенным данным

незисов характеризуется строго определенными местом и последовательностью в этих колонках, а однотипные парагенезисы — значительной выдержанностью в составе.

Все это показывает, что процесс становления каждой словорудной формации был генетически един не на уровне месторождений, а на уровне рудных районов. По всей вероятности, независимо от особенностей тектонического развития отдельных частей рассматриваемого региона в его мезо-кайнозойской истории имели место общие синхронные вспышки эндогенной активности. Каждая такая вспышка порождала однотипные парагенезисы. Разновременные парагенезисы размещались в целом независимо один от другого. Но поскольку в своем пространственном распределении они подчинялись прежде всего зонам долгоживущих глубинных разломов, то довольно частыми являются случаи их совмещения. Смежные по времени парагенезисы не объединяются, как правило, общностью очага. В своей же совокупности они отражают ход единого (в масштабах региона) процесса геохимической эволюции глубинного вещества.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бетехтин А.Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1951, ч. 80, вып. 2, с. 94-107.
2. Бродин Б.В. О парагенезисе минералов (к дискуссии о сущности и объеме понятия). — Изв. Вузов. Геология и разведка., 1981, № 7, с. 41-46.
3. Васильев В.И., Драгунов В.И., Рундквист Д.В. "Парагенезис минералов" и "формация" в ряду образований различных уровней организации. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 3, с. 281-289.
4. Говоров И.Н., Благодарев Н.С. Физико-химические условия формирования вольфрам-оловянных месторождений кварцево-грейзеновой и силикатно-сульфидной групп. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, т. 2, с. 43-53.
5. Иванов О.П. Некоторые замечания к определению понятий "парагенезис", "генерация минерала" и "стадия минерализации". — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 5, с. 329-335.
6. Иванов О.П., Ефременко Э.А., Ефременко Л.Я. О полигенной природе касситерит-силикатно-сульфидных месторождений. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979 ; с. 71-90.
7. Кузнецов В.А. Рудные формации. — Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 3-14.
8. Смирнов С.С., Дубовик М.М., Епифанов П.П. и др. Минералогический очерк Яно-Адычанского района. — Тр./ТИН АН СССР. Минерал. сер., 1941, вып. 46, с. 1-62.
9. Дымкин А.М., Павлов А.Л., Калугин И.А. и др. О ликвации рудно-

силикатного вещества и возможном механизме разделения компонентов в расплаве. - Тр./Ин-т геол. и геофиз., 1979, № 417, с.4-11.

10. Иванов О.П., Ефременко Л.Я., Щербакова М.Я. и др. Особенности пространственной ориентировки векторов внутрижильной зональности Иультинского месторождения (к проблеме рудных магм). - Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 2, с.446-449.
11. Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация". - Геология руд. месторождений, 1967, т.9, № 1, с.69-78.
12. Попов В.А., Попова В.И. К определению понятий "парагенезис", "генерация минералов" и "стадия минерализации". - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, ч.102, вып.6, с.736-739.
13. Флеров Б.Л. Изменение параметров растворов при образовании оловорудных месторождений. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, т.2, с.34-43.
14. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
15. Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1965, т.3. 348 с.

УДК 549.905.3.553.495

#### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ НАСТУРАНА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ УРАН-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

В.А. Стрельцов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г. Москва, СССР

Одним из распространенных в Советском Союзе типов урановых месторождений является уран-молибденовый. Несмотря на детальную минералогическую изученность этих месторождений парагенетические ассоциации настурана освещены в литературе недостаточно широко. Поэтому сообщение и посвящено структурно-текстурным соотношениям настурана с другими минералами и его парагенетическим ассоциациям. Выделенные на одном месторождении эти парагенезисы настурана характерны и для ряда аналогичных месторождений.

На характеризуемом месторождении настуран встречается вместе с железистым молибденитом (иордизитом) [2], сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, гидрослюдой и кальцитом. Хотя в прожилках сульфиды полиметаллов часто являются ведущими минералами, однако количественные соотношения каждого из них с настураном крайне не постоянны. Поэтому, кроме настуран-сульфидных прожилков, в которых присутствуют все сульфиды с кальцитом или без него, имеются и настуран-сфалеритовые, настуран-галенитовые, настуран-халькопиритовые, а также настуран-кальцитовые разновидности. При всем разнообразии состава таких прожилков постоянно настуран ассоциирует только с иордизитом и гидрослюдой или

Ассоциация настурана	Свойства настурана			
	Отражательная способность, % ( $\lambda = 540-620\text{nm}$ )	Средняя абсо- лютная тверд- дость, кг/мм <sup>2</sup>	$\text{UO}_2:\text{UO}_3$	Кислородный коэффициент
Настуран+ иордизит+ гидрослюда	15,6-14,5	518-480	2,13	2,31
Настуран+ скелетные кристаллы геленита	15,2-13,9	680-539	1,64	2,36

с геленитом, представленным скелетными кристаллами в настуране. Обе разновидности настурана встречаются как отдельно одна от другой, так и вместе в составе одного прожилка, но отличаются рядом свойств. Как видно из таблицы, настуран, ассоциирующий с иордизитом и гидрослюдой, отличается более высокой отражательной способностью, но более низкой абсолютной твердостью, имеет более высокое отношение закиси урана к окиси и соответственно более низкий кислородный коэффициент.

В настурановых прожилках с иордизитом и гидрослюдой стенки трещин покрыты почковидными корками рудных минералов, а центральная часть выполнена гидрослюдой (рис.1). Корки имеют ритмично-полосчатое строение. Основание корки сложено полосой настурана, на которую нарастает полоса сферолитов иордизита. Далее вновь следует полоса настурана, сменяемая полосой, сложенной настураном и тонкочешуйчатым иордизитом. В этой полосе вначале преобладает настуран, а затем иордизит. Внешняя полоса корки сложена только настураном (рис.2). Поверхность отдельных полос, как и поверхность всей корки, сферическая. Строение и морфология корки указывают на то, что процесс отложения рудных минералов протекал в открытой полости непрерывно: вначале последовательно, затем одновременно, а в конце вновь последовательно. Окончание формирования таких корок без перерыва сменилось отложением гидрослюды. Выполняя пространство между корками, она не образует в них микропрожилки, не цементирует их обломки, не корродирует рудные минералы. В контактах иордизит-настурановых прожилков вкрапленники плагноклаза гранит-порфира замещены гидрослюдой, а вкрапленники ортоклаза и полевые шпаты основной массы пигментированы тонкодисперсными оксидами железа (покраснение).

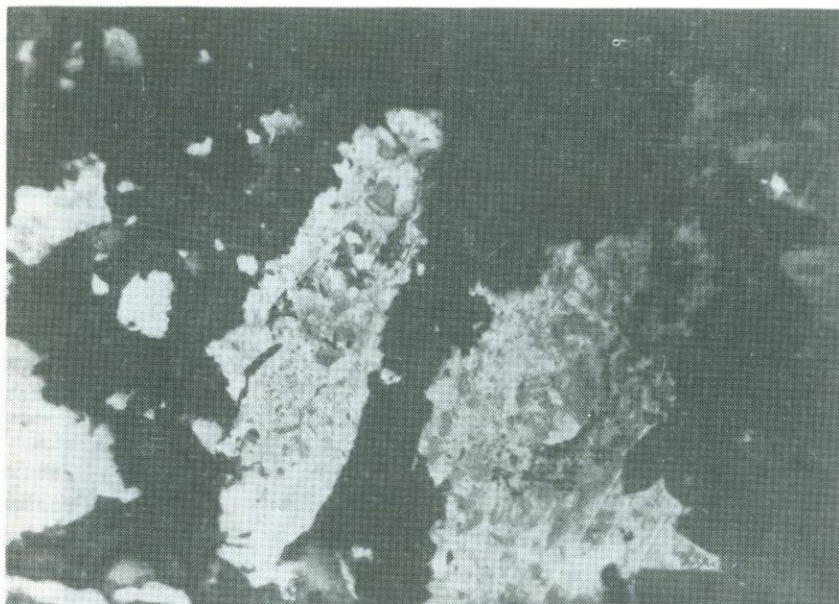
Нередко в настурановых прожилках с иордизитом и гидрослюдой микро-трещины выполнены также настураном с вкраплениями скелетных кристаллов геленита. Такие микропрожилки пересекают гидрослюду и почковидные корки иордизит-настуранового состава. В одном из подобных случаев геленит-настурановая корка нарастает на срезанную под косым углом поверхность иордизит-настурановой корки (см. рис.2) эти текстур-



Р и с. 1. Строение настуритовых прожилков. В зальбандах корка рудных минералов (черное), в центральной части - гидрослюда (белое). Прозрачный шлиф, увел. 46, николи параллельны



Р и с. 2. Ритмично-полосчатая иордизит-настуритовая корка пересекается галенит-настуритовой коркой. Полир. шлиф, увел. 165

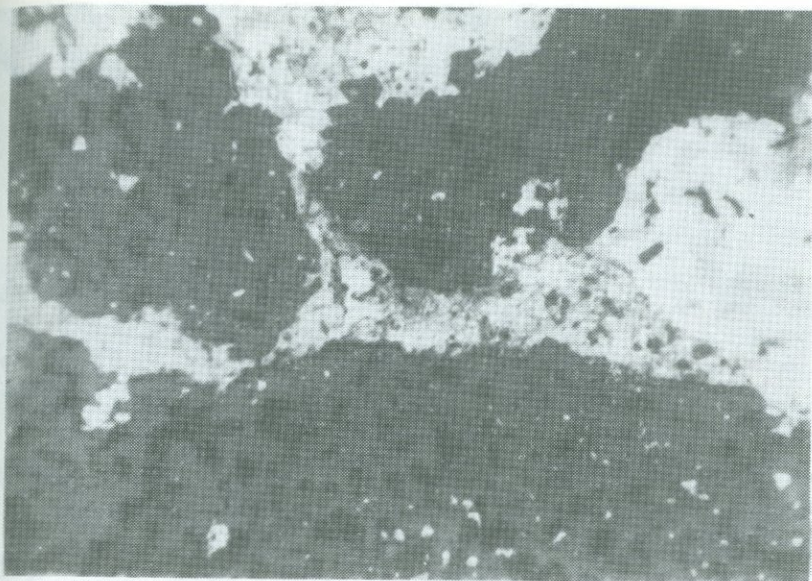


Р и с. 3. Обломок корки сфалерита (светло-серое) пересечен микропрожилком настурана (серое) и сцементирован гидрослюдой (черное). По-лир. шлиф, увел. 165. Протравлено парами "царской" водки

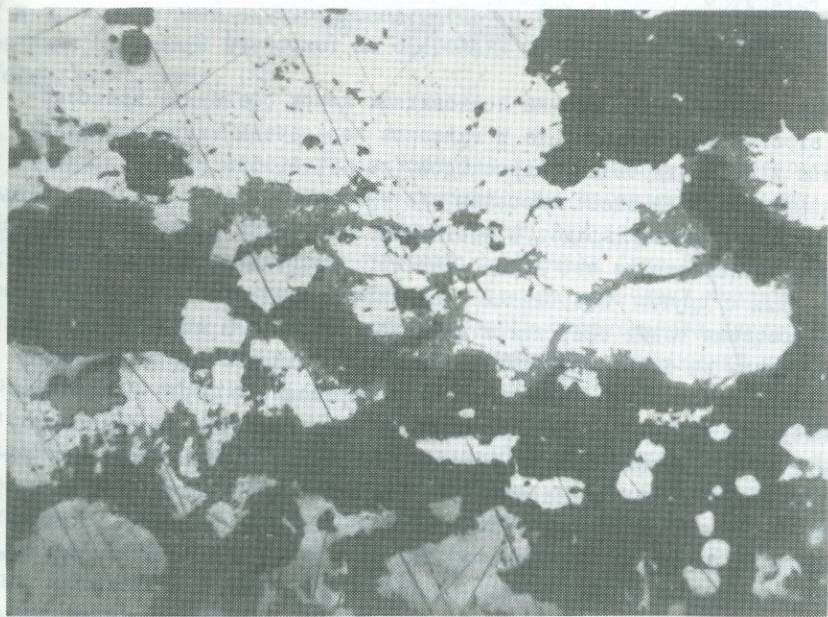
ные соотношения почковидных корок настурана свидетельствуют о перерыве во время их роста. Принимая во внимание различия свойств настурана двух разновозрастных корок, их следует считать разными генерациями. Настуран, образовавшийся одновременно с иордизитом, следует относить к более ранней, первой генерации, а настуран, образовавшийся со скелетным галенитом, — к более поздней, второй генерации. В контактах с такими галенит-настурановыми прожилками вкрапленники ортоклаза гранит-порфира замещаются эльбитом и порода также краснеет за счет пигментации полевых шпатов тонкодисперсными оксидами железа.

В сульфидных прожилках без настурана стенки трещин покрыты кристаллами кварца, на которые выросли концентрически-зональные корки сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита и единичными концентрическими зонами галенита. Центральная часть прожилков выполнена переменными, но обычно подчиненными количествами галенита и халькопирита. Однако иногда один из этих минералов резко преобладает над остальными. И тогда прожилки имеют существенно галенитовый или халькопиритовый состав. Изменение гранит-порфира в контактах сульфидных прожилков выражается в развитии вкрапленности сульфидов, замещении вкрапленников ортоклаза эльбитом и анкеритом, вкрапленников плагиоклаза — гидрослюдой и анкеритом.

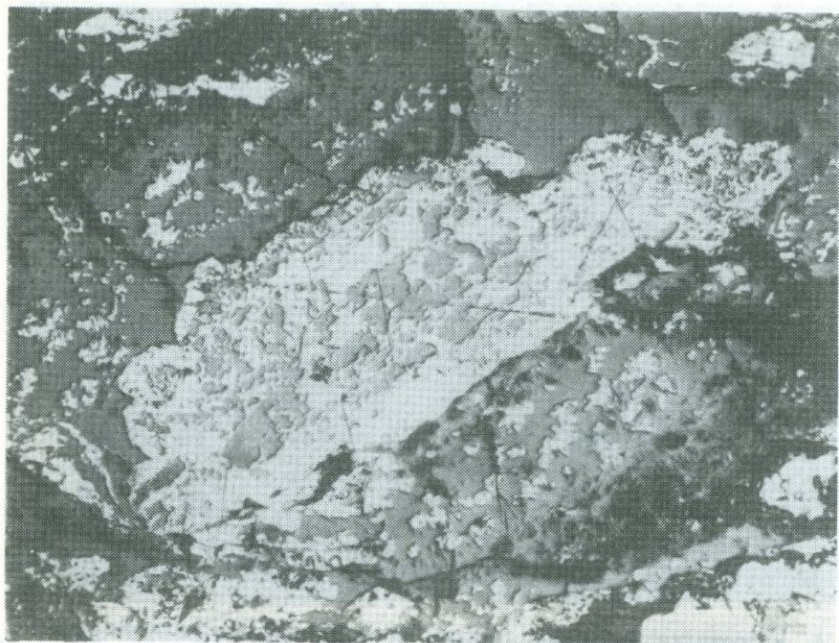
В настуран-сульфидных прожилках сульфиды полиметаллов в большинст-



Р и с. 4. В прожилке настурана (серое) корродированные реликты прожилка халькопирита (белое). Полир. шлиф, увел. 165



Р и с. 5. Обломки сульфидного прожилка, сложенного галенитом (белое), пересекаются настураном (серое) и цементируются гидрослюдой (черное). Полир. шлиф, увел. 165



Р и с. 6. Обломок сульфидного прожилка, сложенного сфалеритом (серое) и галенитом (белое), сцементирован настурном (серое) с дендритами галенита (белое). Полир. шлиф, увел. 165

ве случаев раздроблены. Обломки почковидных корок сфалерита, мелкозернистых агрегатов халькопирита и галенита пересечены микропрожилками настурена и сцементированы гидрослюдой (рис.3, 4, 5). Реже обломки сульфидных прожилков сцементированы настуреном (рис.6). В участках меньшей раздробленности сульфидов, в частности сфалерита, почковидные корки настурена выросли на его корки (рис.7). Анализ морфологии контактирующих один с другим сферолитов сфалерита и настурена показывает, что оси вращения таких сферолитов не лежат на одной прямой линии, а сами сферолиты не имеют форм фигур вращения. Следовательно, не соблюдается основное правило совместного и одновременного роста сферолитов двух минералов [1]. Кроме того, отдельные зоны галенита из сферолитов сфалерита не продолжают в сферолитах настурена, а зоны иордизита отсутствуют в сферолитах сфалерита. Все это позволяет считать, что рост иордизит-настуреновых сферолитов происходил не одновременно, а позже сферолитов сфалерита и сопровождался их растворением и уменьшением содержания в минерале железа до десятых долей процента.

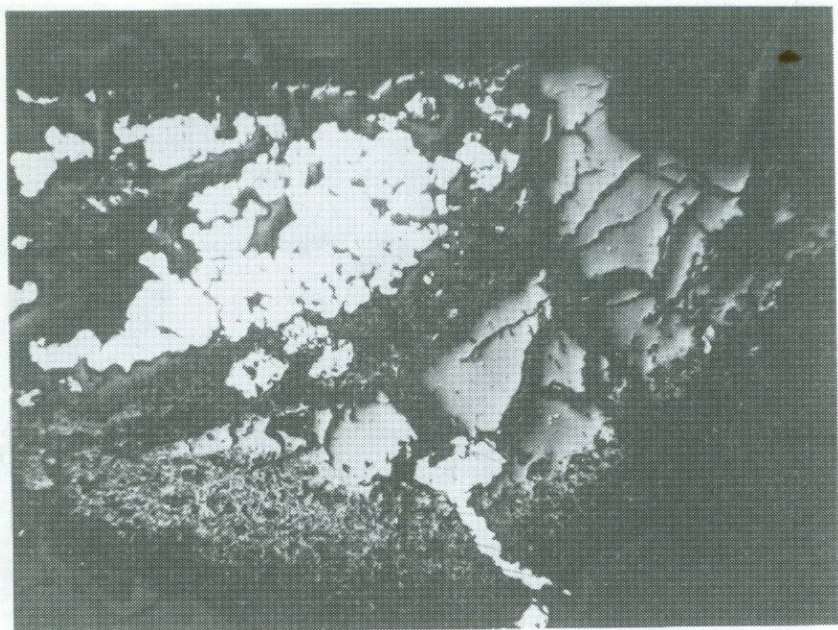
Встречающийся в контактах прожилков пирит корродируется всеми сульфидами, включая иордизит, а также настуреном без образования гематита. Факт коррозии пирита показывает, что он образовывался раньше не только настурена и иордизита, но и сульфидов полиметаллов.



Р и с. 7. Строение настуран-сфалеритового прожилка. Иордизит-настурановые сферолиты нарастают на сферолиты сфалерита и замещают их.  
Полир. шлиф, увел. 165

Кальцит обычно встречается в настуран-сульфидных и настурановых прожилках там, где они пересекаются кальцитовыми прожилками. Кальцит образует среди рудных минералов линзы, гнезда или цементирует обломки их агрегатов и заполняет микротрещины в обломках (рис.8). Непараллельность стенок микротрещин в обломках настурана позволяет считать, что отложение кальцита сопровождалось частичным растворением настурана.

Таким образом, изучение структурно-текстурных соотношений минералов показало, что настуран в процессе минералообразования отлагался два раза. С его первой генерацией одновременно и последовательно, но без перерывов и нарушения минерального равновесия отлагались иордизит и гидрослюда, а со 2-й генерацией при сохранении тех же условий выделялись скелеты галенита. В соответствии с представлениями акад. А.Г. Бетехтина [6] и его последователей [3,4], настуран I генерации, иордизит и гидрослюда объединены в одну, более раннюю, а настуран II генерации и скелеты галенита — во вторую парагенетическую ассоциацию минералов. Включать остальныe сульфиды и кальцит вместе с настураном в одну парагенетическую ассоциацию минералов нельзя, поскольку кальцит пересекает, цементирует и корродирует настуран и парагенные ему минералы, а последние



Р и с. 8. Обломок породы с вкрапленностью пирита (белое), обросший настураном (светло-серое), цементируется кальцитом (серое). Кальцит выполняет микротрещины в обломках и корродирует настуран. Полир. шлиф, увел. 40

пересекают, цементируют и корродируют сульфиды. Поэтому всю совокупность перечисленных минералов надо рассматривать как минеральную ассоциацию. Принимая во внимание различия в минеральном составе околопрожилковых изменений, можно считать, что эта настуран-сульфидная минеральная ассоциация сложена минералами сульфидной, настурановой и кальцитовых стадий минералообразования. Эти и аналогичные им наблюдения [5] позволили в рамках представлений акад. А.Г.Бетехтина дать следующую формулировку парагенетической ассоциации минералов: парагенетическая ассоциация минералов - это совокупность минералов, образованных одновременно или последовательно без явлений взаимного пересечения, цементации и метасоматического замещения ранних минералов поздними.

В многочисленных публикациях, касающихся парагенезиса минералов, часто выражение "парагенетическая ассоциация минералов" заменяется тождественным ему выражением "парагенетическая минеральная ассоциация". Поскольку "парагенетическая минеральная ассоциация" и "минеральная ассоциация" близки по звучанию, но разные по смыслу понятия, представляется целесообразным отказаться от выражения "парагенетическая минеральная ассоциация" и употреблять выражение "парагенетическая ассоциация минералов" или его синоним "парагенезис минералов".

Отсутствие в парагенезисе с настураном сульфидов полиметаллов позволило сделать следующие выводы.

1. Широко распространенное сонахождение настурана и иордизита с сульфидными полиметаллами при более раннем образовании последних и их химическом неравновесии с минералами настурановых парагенезисов позволяет предполагать, что сульфиды выполнили роль восстановителей урана. Следовательно, наиболее вероятной формой его переноса была шестивалентная.

2. Роль восстановителя U (VI) играла сульфидная сера, а не катионы переменной валентности, например железо, медь, о чем можно судить по отсутствию в парагенезисах настурана оксидов Fe (II) и Cu (II), т.е. гематита и тенорита.

3. Химическая неустойчивость сульфидов полиметаллов в период формирования парагенезисов настурана свидетельствует о низкой активности ионов Zn, Cu и Fe в ураноносном растворе.

4. Отсутствие в парагенезисах настурана карбонатов не позволяет без дополнительных доказательств принимать карбонатную форму переноса U (VI) в уранильных комплексах.

#### Л и т е р а т у р а

1. Дымков Ю.М. Одновременный совместный рост выделений настурана и сопровождающих его минералов.- Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, вып.3, с.299-306.
2. О некоторых кристаллохимических особенностях структуры тонкодисперсных железосодержащих дисульфидов молибдена / Мельников И.В., Горшков А.И., Стрельцов В.А., Иванова О.А. и др.- Изв.АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1, с.123-134.
3. Петровская Н.В. О понятии парагенетическая минеральная ассоциация.- Геология руд. месторождений, 1967, № 2, с.69-78.
4. Петровская Н.В. Закономерные сообщества минералов, в частности парагенетические (понятия, термины).- В кн.: Основные понятия минералогии. Киев, 1978, с.116-126.
5. Стрельцов В.А. Некоторые особенности образования урановой смолки и арсенидов на примере месторождения в верхнем структурном ярусе.- В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1968, с. 274-291.
6. Текстуры и структуры руд / Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н.. М.: Госгеолтехиздат, 1958.435с.

## A PARAGENETIC STUDY OF Mo-W-Zn MINERALIZATIONS AND ASSOCIATED HYDROTHERMAL ALTERATIONS IN LOWER PALEOZOIC METASEDIMENTS OF MISTBERGET AREA, OSLO REGION, SOUTH NORWAY

P.M. Ihlen

Universitetet i Trondheim, Trondheim, Norway

The Mistberget area is situated on the northeastern margin of the Permian Oslo Rift. The area comprises Cambro-Silurian metasediments which border on to the alkaline igneous complex to the west and on to Precambrian gneisses to the east. The contact-metamorphic sediments are developed as alternating layers of biotite- and diopside hornfelses with interlayered thicker units of quartzite, nodular limestone and massive limestone. They are strongly faulted and have partly subsided into the underlying plutonic rocks which include biotite syenites and alkali granites.

Strong calcsilicate or skarn alteration has been recognized within all the lithological units except the massive limestones. The alteration is strongly related to fractures which often show a stockwork pattern. The mineral-assemblages encountered among the metasomatic veins or fracture fillings are clinopyroxene + plagioclase, garnet + clinopyroxene, scapolite  $\pm$  garnet  $\pm$  epidote, epidote + amphibole and quartz + calcite + fluorite. The clinopyroxene- and garnet-dominated veins carry a bleached envelope when occurring within biotite hornfelses, due to alteration of biotite to clinopyroxene and/or K-feldspar. The fracture-related alterations occur within an area of 2 km<sup>2</sup> but show no distinct paragenetic zonation on a regional scale. Within the same area, however, mineral parageneses of pervasively skarn-altered limestones show a well-defined pattern with a central garnet + clinopyroxene zone covering an area of about 1.5 km<sup>2</sup> and with a peripheral zone of epidote + amphibole  $\pm$  garnet alteration.

The central zone carries an axial belt of felsic dykes including several types of quartz and/or feldspar porphyries. In addition, a well-delineated areas of weak molybdenite, scheelite and/or spalerite mineralization has been encountered within this zone. The mineralization occurs both as stockworks and as disseminations with varying amounts of associated pyrite.

The central Mo-W-Zn zone is surrounded by polymetallic mineralizations comprising elements like Zn, Pb, Cu, Bi, Te, Ni and Co.

The whole sequence of alteration and ore deposition events have later been overprinted by a pervasive argillic alteration which is strongly controlled by large scale tectonic structures.

The parageneses of hydrothermal alterations in different lithologies the spatial and temporal relationship between different alteration

will be outlined, together with their geochemical features. Finally types and ore mineralization will be outlined and compared with the general model for porphyry molybdenum deposits.

UDC 552.321.1:553.446

#### UTILIZATION OF GAHNITE-BEARING ROCKS AS AN ORE FOR ZINC

P.E.Ney, A.Mahan

Universität zu Köln, Köln. BRD

The paragenesis and crystal chemistry of gahnite in pegmatites, metamorphites, placers, and industrial slags is reviewed shortly. The mineralogy of two major occurrences (Wolseley district near Broken Hill, N.S.W., Australia and Cinderella Mine, Chaffee Co., Col., U S A ) is described. Zeta potential measurements proved to be useful for the estimation of the behaviour of the minerals involved on flotation. Flotation of ores of the deposits mentioned with an anionic collector in an acid circuit yielded quite satisfying recoveries. The concentrates were cleaned by magnetic separation.

A high recovery of zinc from finely ground gahnite concentrates was achieved by evaporation (in nitrogen) at temperatures above 1200°C, if those concentrates were mixed with carbon (coke) and burned lime in the proportion of 1:1:3 resp. Lower addition of lime gave worse results and no zinc was got without lime. The residue of this metallurgical process may be used as a hydraulic binder, owing to its high content of  $3\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Gahnite may be considered as a potential ore of zinc without any restriction.

УДК 549.905.3:553.497.2

#### РЕАКЦИОННЫЕ И МЕТАСТАБИЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Г.Н.Гамянин, И.Я. Некрасов, Ю.Я. Жданов, Н.В.Лескова

Институт геологии ЯФ СО АН СССР, г.Якутск, СССР; Институт экспериментальной минералогии АН СССР, пос.Черноголовка Московской обл., СССР

В месторождениях восточной Якутии, как впрочем и во многих других рудных районах мира /1/, золоторудная минерализация часто сопровождается сурьмяной, которая проявляется в виде антимонита или сульфидантимонитов свинца и меди. Антимонит, с одной стороны, слагает постпродуктивные ассоциации, являясь "хвостом" золоторудного процесса, и по объему уступает материалу золотокварцевого этапа. С другой стороны, в минерализованных зонах долгоживущих глубинных разломов объем анти-

монита равнозначен или превышает объем минеральных ассоциаций золото-кварцевого этапа. В таких рудных телах имеются отчетливые признаки пространственного совмещения минеральных ассоциаций различной формационной принадлежности [2]. Они выражаются в реакционных взаимоотношениях и образовании метастабильных минералов в неравновесных условиях.

Отложение минеральных ассоциаций ранней золотокварцевой формации осуществлялось в следующей последовательности: кварц+пирит+арсенопирит → кварц+халькопирит+сфалерит+галенит → кварц+альбит+карбонат+сульфоантимониты (блеклая руда, бурнонит, халькостибит, бертьерит, джемсонит, буланжерит, цинкениит и др.) → кварц+кальцит. Оно сопровождалось образованием околожильных измененных пород отчетливо зонального строения: монокварцевая → кварц-гидрослюдистая → кварц-гидрослюдисто-альбитовая → кварц-альбит-карбонатная → карбонатно-хлоритовая зоны. В двух первых зонах интенсивно развиты метакристаллы пирита и арсенопирита с шестоватыми оторочками (рубашками) кварца, гидрослюда или агрегатов, состоящих из кварца, гидрослюда и карбоната. С поздней антимонитовой минерализацией в околожильных породах связано отложение каолинита, пиррофиллита, эпидота и высокожелезистого хлорита. Неравновесность ранних минералов околожильных пород при их взаимодействии с сурьмянистыми растворами выражается в гипогенном выщелачивании метакристаллов сульфидов, гидрослюда и карбоната и в отложении на их месте антимонита (или бертьерита), каолинита, пиррофиллита, иногда высокожелезистого хлорита и эпидота. Наиболее интенсивно процесс реакционного взаимодействия ранних минеральных ассоциаций с сурьмянистыми растворами происходит в рудных телах, где имеют место интенсивная коррозия и метасоматическое замещение кварца антимонитом. Нередко здесь наблюдается и регенерация кварца с образованием рисовидных агрегатов, состоящих из мелких призматически-дипирамидальных индивидов  $Sb_2S_3$ . Коррозия и переотложению подвергаются и ранние пирит и арсенопирит. Облик их кристаллов и химический состав при этом изменяются. В отличие от первичного крупного призматического арсенопирита его регенерированная разновидность характеризуется ромбовидной формой и мелкими размерами скелетных (0,1 мм) кристаллов (рис. 1а). Вместо кубического пирита при регенерации образуются пентагон-додекаэдрические кристаллы.

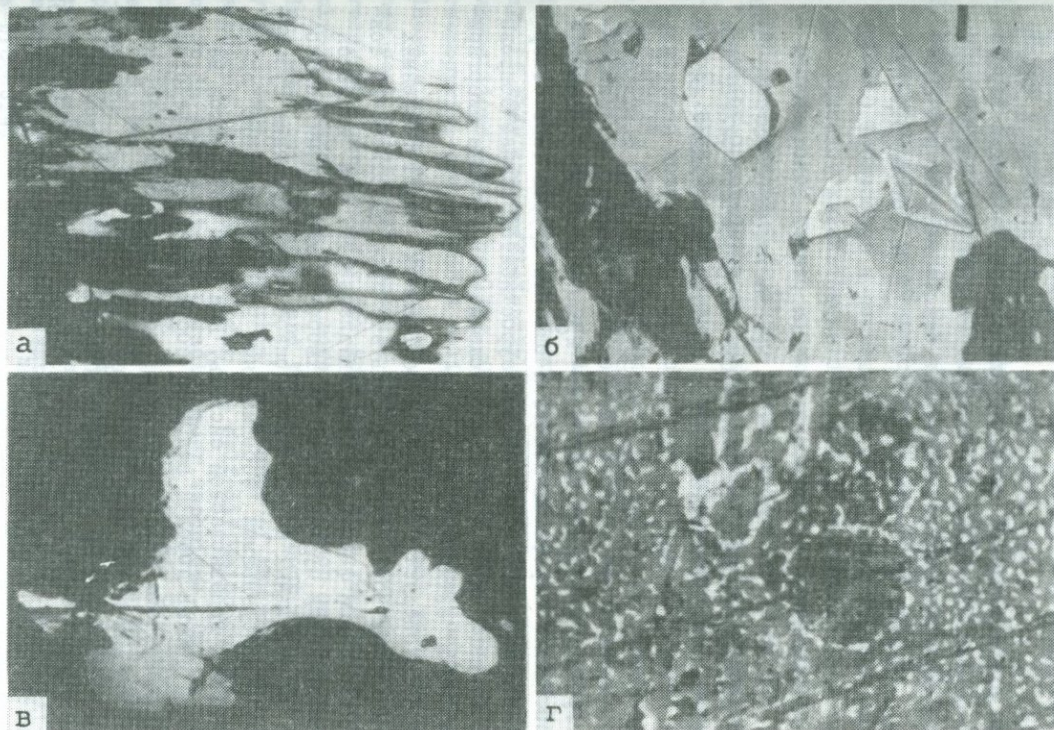
Во вновь образованных сульфидах (пирите и арсенопирите) резко возрастает содержание  $Sb$  и  $Ni$ . Метакристаллы пирита ранней генерации обычно лишены  $Ni$  и содержат лишь небольшие количества примесных  $Sb$  и  $As$  (ан. 2, табл. I). Регенерированный пирит, образующийся из сурьмянистых растворов, обогащается этими элементами (ан. I и 3, см. таблица). Точно также сурьмянистым становится регенерированный арсенопирит (ан. 6, см. таблицу). В локальных участках рудных тел, характеризующихся во время минералообразования повышенной никеленосностью сурьмянистых растворов, появляются не только регенерированные никеленосные стибипи-

Результаты микрозондового анализа минералов

№ анализа	Минерал	Колич. анализ	Fe	Cu	Ni	Co	As	Sb	S	Ag	Au	Сумма	Примечание
1	Пирит	16	46,49	-	0,10	-	1,70	-	52,21	-	-	100,50	I генерация из вмещающих пород
2	Пирит	8	45,69	-	-	-	0,38	-	53,14	-	-	99,21	II генерация из рудных тел
3	Пирит	3	32,24	-	1,32	-	4,38	4,87	51,86	-	-	101,67	III генерация, переотложения
4	Арсенопирит	21	34,48	-	0,18	-	43,19	-	21,17	-	-	99,02	I генерация из вмещающих пород
5	Арсенопирит	5	34,06	-	-	-	42,98	-	20,98	-	-	98,02	II генерация из рудных пород
6	Арсенопирит	3	33,12	-	0,30	-	42,21	0,8	19,62	-	-	96,08	III генерация, переотложенная
7	Халькопирит	2	29,46	36,39	-	-	-	-	34,07	-	-	100,22	I генерация
8	Халькопирит	3	29,48	35,06	-	-	-	0,21	34,13	-	-	98,88	II генерация по халькостибиту
9	Бертьерит	5	11,74	-	-	-	-	54,92	32,11	-	-	98,77	-
10	Халькостибит	12	-	25,5	-	-	0,40	47,36	26,47	-	-	99,77	-
11	Ульманит	4	-	-	26,04	0,65	5,73	53,17	15,12	-	-	100,71	В субграфическом сростании с золотом
12	Фаматинит	2	-	40,26	-	-	0,44	29,23	28,50	-	-	98,43	По халькостибиту
13	Антимонит	4	-	-	-	-	-	71,58	28,40	-	-	99,98	Выполнения
14	Антимонит	3	0,05	0,15	-	-	0,06	71,46	28,50	-	-	100,22	По бертьериту, пириту, халькостибиту
15	Ауристобит	10	-	-	-	-	-	55,29	-	-	44,36	99,65	-
16	Золото	52	-	-	-	-	-	-	-	3,5	95,40	98,90	Раннее массивное
17	Золото	130	-	-	-	-	-	-	-	1	99,0	100,00	Губчатое по массивному
18	Ауроантимонат	2	-	-	-	-	-	36,69	-	-	52,36	100,69	O <sub>2</sub> = 11,64

рит и арсенопирит, но и новообразования ульманита, который, в свою очередь, обогащен **As** (ан. II, см. таблицу). Любопытно, что антимонит, корродирующий пирит и арсенопирит, в свою очередь, обогащается **Fe** и **As** (ан. I4, см. таблицу). Во внешнем прожилковом ореоле антимонитовых рудных тел часто отлагаются мышьяковистые бертьерит и халькостибит. Центральная часть таких прожилков обычно выполнена антимонитом, а зальбанды — бертьеритом и халькостибитом, что свидетельствует об увеличении активности **Cu** и **Fe** в сурьмянистых растворах при их взаимодействии с вмещающими породами. Однако увеличение  $f_{S_2}$  при дальнейшей эволюции растворов приводит к замещению бертьерита и халькостибита (ан. 9 и 10, см. таблицу) ассоциацией антимонит+халькопирит+пирит. Иногда по халькостибиту развивается фаматинит (ан. I2, см. таблицу). Весьма своеобразны новообразования карбоната по бертьериту (рис. I, б). Это агрегаты ромбовидных зерен, ориентированных вдоль спайности бертьерита. По составу поздний карбонат, замещающий бертьерит, существенно отличается от раннего (**FeO** 6,07; **MgO** 16,56 и **CaO** 29,85%), корродируемого антимонитом, резко повышенным содержанием **Fe** (**FeO** 60,3; **MgO** 3,76 и **CaO** 0,32 вес. %). Эти факты свидетельствуют не только об увеличении  $a_{Fe^{2+}}$ , но и  $a_{CO_2}$  (или  $a_{H_2CO_3}$ ) в поровых растворах по мере их взаимодействия с породами. Замещение бертьерита и халькостибита антимонитом, пиритом, халькопиритом и карбонатом начинается от призальбандовых участков, а не от центральной части прожилков, т.е. процесс осуществляется в условиях метастабильной системы.

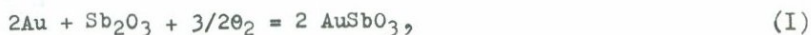
В рудах месторождений золотосурьмяного типа наиболее разнообразны и сложны взаимоотношения золота и антимонита. В кварцево-жильных образованиях, не затронутых антимонитовой минерализацией, золото обычно относительно крупное (до 1 мм). Оно ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, редко с халькопиритом. В кварцево-антимонитовых и массивных антимонитовых рудах отмечается 4 разновидности золота: 1) реликтовое в ассоциации с упомянутыми минералами золотокварцевой ассоциации; 2) мелкое (< 0,1 мм), микросталлическое; 3) губчатое (пористое) и 4) горчичное (по цвету), с признаками коллоидного образования. Губчатое и горчичное золото иногда образуют каемчатое обрамление на массивном золоте. Последнее по составу является гетерогенным. В золотинах, имеющих в целом пробность 900-980 (ан. I6, см. таблицу) встречаются межзерновые выделения низкопробного золота с содержанием **Ag** вплоть до 40 вес. %. Золото второй и третьей разновидностей практически не содержит **Ag** (менее 1 вес. %). Лишь изредка в губчатом золоте встречаются мельчайшие низкопробные участки (**Ag** до 20 вес. %). Горчичное золото характеризуется низким отражением ( $R = 17-24\%$ ) и зонально-концентрическим строением агрегатов, иногда с трещинками усыхания. Иногда в нем содержится до 3,5 вес. % **Sb**. При детальном изучении таких высокосурьмянистых агрегатов оказалось, что они двухфазны и представляют собой смесь самородного золота и аурантимоната.



Р и с. 1. Метастабильные минералы и минеральные ассоциации золотосурьмяных месторождений

а - скелетные кристаллы регенерированного арсенипирита (1), 2 - бертьерит, 3 - антимонит. Фото аншлифа, увел. 300; б - новообразования карбоната (1) по бертьериту (2), 3 - антимонит. Фото аншлифа, увел. 300; в - каемка аурустибита (1) вокруг золота (2). Фото аншлифа, увел. 300; г - субграфическая структура агрегата золото - антимонит по аурустибиту. Фото аншлифа, увел. 500

Ауроантимонат является явно метастабильным минералом. В гипогенных условиях он может образовываться по реакции



которая протекает на фоне резкого увеличения  $f_{\text{O}_2}$  в системе. Действительно, в золотосурьмяных рудах восточной Якутии встречаются агрегаты, в которых наряду с ауроантимонатом содержится золото и окислы сурьмы. При этом золото слегает каркас таких губчато-ячеистых образований, а окислы сурьмы заполняют его ячейки. Реакция (I), как показывают наши экспериментальные данные, может осуществляться при 200–300°C, если  $f_{\text{O}_2}$  в системе превысит  $10^{-24}$ – $10^{-20}$  Па соответственно.

Метастабильным в этих рудах часто оказывается и аурустибит ( $\text{AuSb}_2$ ), который образуется и устойчив в сугубо восстановительных условиях при взаимодействии сурьмянистых растворов с золотом ранней золотокварцевой ассоциации. Для него характерны кюемки (рис. 1в), встречаются и псевдоморфозы аурустибита по золоту. Образование аурустибита по золоту происходит в начале золотосурьмяного этапа минералообразования. В дальнейшем на фоне повышения  $f_{\text{S}_2}$  и  $f_{\text{O}_2}$  аурустибит становится нестабильным. В условиях повышенной  $f_{\text{S}_2}$  он разлагается на золото и антимонит, которые образуют характерные субграфические структуры (рис. 1г), подобные структурам губчатого золота. Повышение  $f_{\text{O}_2}$  в растворах приводит к замещению аурустибита агрегатом золота и окислов сурьмы типа сенармонита или шафарчикита. Замещение золота аурустибитом обычно сопровождается выносом из него серебра и переотложением его в виде миаргирита или рассеиванием в антимоните.

Из рассмотренного следует, что в золотосурьмяных месторождениях метастабильные минералы образуются в результате пространственного совмещения ассоциаций разной формационной принадлежности. Они являются продуктами взаимодействия сурьмянистых растворов с минералами золотокварцевых жил и околожилных пород. Реакционное взаимодействие сурьмянистых растворов с минеральными ассоциациями золотокварцевого этапа происходит в условиях неравновесной системы. При этом изменяются не только минеральный состав пород и руд, но и состав раствора вследствие его насыщения компонентами замещаемых минералов, конденсации летучих компонентов и отложения новых минералов. Как следствие этого в высокосернистых и высокосурьмянистых растворах в начале стадии постепенно возрастает  $a_{\text{O}_2}$ ,  $a_{\text{HCO}_3^-}$ ,  $a_{\text{Fe}^{2+}}$  и т.д., что является причиной закономерной смены одних минеральных ассоциаций другими. Резкое увеличение  $f_{\text{S}_2}$  и  $a_{\text{Sb}^{3+}}$  в начале кварцево-антимонитового этапа приводит к растворению метакристаллов пирита и арсенипирита и замещению их стибипиритом и Ni-арсенипиритом, а кварца – антимонитом. На фоне возрастания  $f_{\text{S}_2}$  раннее золото замещается аурустибитом. Резкое увеличение  $f_{\text{O}_2}$  в системе влечет за собой распад аурустибита на золото и окислы сурьмы, которые, вступая во взаимодействие, могут превратиться в ауроантимонат. Точно так

же повышением  $^{56}\text{Fe}^{2+}$  обусловлено замещение антимонита бертьеритом, а увеличением  $^{63}\text{Cu}^{+}$  - образование по бертьериту халькостибита. Наконец, при возрастании  $^{23}\text{HCO}_3^-$  в системе метастабильными становятся халькопирит и бертьерит, которые интенсивно замещаются карбонатом и фемтитом. Из приведенных данных можно сделать вывод, что в целом процесс рудообразования в золотосурьмяных рудных телах является неравновесным.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Закономерности размещения и критерии прогнозирования. Л.: Недра, 1975. 296 с.
2. Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. М.: Наука, 1980. 235 с.

UDC 549.905.3:549.01.001.5

#### COEXISTING SULPHIDES AS INDICATORS OF PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF ORE FORMATION, BASED ON EXPERIMENTAL AND NATURAL DATA

S.D.Scott

University of Toronto, Toronto, Canada

Sulphide minerals can provide useful information on T, P and activities of components during ore formation or subsequent metamorphism only if they are sufficiently refractory to preserve their equilibrium compositions during cooling. Of the common sulphides, sphalerite and arsenopyrite are the most reliable. Equilibrium compositions of these minerals seem to be preserved from hydrothermal vein deposits because they cool relatively rapidly. However, equilibrium may not always be preserved, particularly for sphalerite, from regionally metamorphosed sulphides which cool much more slowly. In such cases, retrograde reactions must be recognized and taken into account when interpreting analytical data. In view of this importance of the kinetics of sulphide reactions, we are determining the self-diffusion coefficients for Zn and Fe in sphalerite by a radiotracer technique. Our preliminary results for Zn give  $D_0 = 1.25 \times 10^{-8} \text{ cm}^2/\text{sec}$  and  $Q = 21.9 \text{ kcal/mole}$  where  $D = D_0 \exp(-Q/RT)$ . Values for Fe are similar and confirm that sphalerite is indeed a refractory mineral in geological processes which are diffusion controlled. However, during non-diffusive processes such as hydrothermal recrystallization, resetting of sphalerite composition is probable.

The FeS content of zinc sulphide coexisting with either pyrite or pyrrhotite is a sensitive indicator of sulfur activity (or fugacity) at a given T and P. For example, analyses by Styr et al. (of zinc sulphide (actually wurtzite) from hydrothermal vents at 21<sup>0</sup>N of the East Pacific Rise give variable iron contents but reasonably constant

$\log f_{S_2}$  of  $11.0 + 0.5$  (atm), consistent with Fe-Zn-S phase relations and coexisting sulphide minerals. In another application of their data the ZnS content (1.4 - 3.2 mole %) of Cu-Fe-S intermediate solid solution (iss) gives temperatures of equilibration of  $343^\circ$  to  $440^\circ$  using the experimental curves of Hutchison and Scott. This is only in fair agreement with the  $350^\circ\text{C}$  expected from actual measurement of the fumaroles and is probably a consequence of the nonrefractory nature of iss.

A better estimator of temperature is the As content of arsenopyrite, provided  $f_{S_2}$  is either buffered by coexisting Fe-As-S phases or is known. This problem can be overcome, in the case of coexisting sphalerite and arsenopyrite, by superimposing contours of mole % FeS in sphalerite on axes of  $T$  and arsenopyrite composition. Such diagram will also unambiguously reveal disequilibrium between the two phases which is often the case even in vein deposits.

The FeS content of sphalerite buffered by pyrite + pyrrhotite is a function only of  $P$  over a large  $T$  range and has been calibrated experimentally to 10 kb. This geobarometer has had wide applications, some successful and some not. Among the former are predominantly vein deposits which probably cooled quickly. In such cases it is not unusual to obtain reliable pressures to a precision of  $\pm 0.5$  kb or better. The main lacks of success have been with metamorphosed ores, particularly those which contain chalcopyrite in contact with sphalerite. Despite considerable effort, Hutchison and Scott were not able to determine why Cu upsets the Fe-Zn-S phase relations, particularly in view of the very low solubility of Cu in sphalerite coexisting with pyrite + pyrrhotite. In fact, this solubility is so low, they concluded that chalcopyrite blebs in many sphalerites are probably not products of exsolution. Instead, they may be an annealed original two-phase intergrowth such as the "chalcopyrite disease" described by Barton from Creede, Colorado and from Kuroko deposits and also seen from the  $21^\circ\text{N}$  hydrothermal vents. Despite these difficulties, Hutchison and Scott, in a detailed textural study of some metamorphosed sulphide ores, found that sphalerites which are totally encapsulated within metablastic pyrites represent preserved high  $P$ - $T$  equilibrium compositions. These sphalerites have been isolated from further reaction during subsequent retrograde conditions by the inert incapsulating pyrite.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ РАСТВОРОВ  
(НА ПРИМЕРЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЭВВРО-ВОСТОКА СССР)

Б. Л. Флёров

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г. Якутск, СССР

Изучение разнообразных по составу руд и околорудных метасоматитов оловорудных месторождений представляет значительный интерес для выяснения параметров растворов, образующих месторождения металлов. Состав и характер растворов в интервале температуры их формирования существенно изменялись. Как выражение этого изменения рассматриваются сменяющие друг друга парагенезисы - показатели физико-химических параметров растворов, инертности-подвижности компонентов и прерывистости рудного процесса.

Под парагенезисами, согласно Н. В. Петровской [3], понимается комплекс минералов, образовавшихся совместно как равновесная минеральная система. Но параметры растворов в течение одной ступени минерального равновесия вследствие падения температуры, последовательной кристаллизации минералов и колебаний равновесия между ними, а также благодаря частичной перекристаллизации минералов более ранних парагенезисов не остаются неизменными.

О качественном изменении параметров растворов при смене парагенезисов мы можем судить по приближенным формулам реакций замещения, а также по положению катионов, участвующих в реакциях, в ряду возрастающей электроотрицательности [2]. Элементы количественной оценки параметров и сравнительная вероятность реакций уточняются с привлечением данных анализов минералов и термобарогеохимии, результатов экспериментов и термодинамических расчетов.

Совокупность парагенезисов на месторождениях характеризует состав рудообразующих растворов и служит критерием при определении их формационной принадлежности и разделении на минеральные типы. На месторождениях всех оловорудных формаций устанавливается единый порядок смены парагенезисов [4]. Набор их наиболее полно представлен на месторождениях турмалинового типа касситерит-сульфидной формации (таблица), хотя парагенезисы раннещелочной стэдии представлены на них слабо.

Ранние (хлорит-альбитовый и касситерит-ортоклазовый) парагенезисы характеризуются высокой активностью калия и натрия, замещением кварца околорудных пород полевыми шпатами и ассоциацией с ними касситерита. Отличительной чертой мусковит-кварцевого, кварц-турмалинового и касситерит-кварцевого парагенезисов является замещение полевых шпатов мусковитом, кварцем и турмалином, что соответствует увеличению кислотности и повышению окислительного потенциала растворов при высокой активности  $HSi$ , бора и кремния. Касситерит ассоциирует с кварцем и ранними сульфидами - арсенопиритом, пиритом и реже халькопиритом, причем сера, по-видимому, привносилась в виде  $SO_3$ .

Ряд последовательных парагенезисов на месторождениях касситерит-сульфидной формации

Последовательные парагенезисы	Характерные минералы	Характерные реакции замещения	Катионы, участвующие в реакции
Хлорит-альбитовый	Аб, Хл, Кц Кс	Ан → Аб+Кц Кв → Аб Бт → Хл+Аб	Na <sup>+</sup>
Касситерит-ортоклазовый	Ор, Кс	Аб → Ор Кв → Ор	K <sup>+</sup>
Мусковит-кварцевый	Кв, Му	Ор → Му+Кв Му → Кв	HCl
Кварц-турмалиновый	Ту, Кв, Кс	Ор → Ту Му → Ту	BO <sub>3</sub> <sup>3-</sup>
Касситерит-кварцевый	Кв, Пи, Ар Кс, Вф	Ту → Кв Му → Кв	Si(OH) <sub>4</sub>
Сфалерит-пирротиновый	По, Сф, Хп Ст, Тл	Кв → По Вф → Хп Кс → Ст	S <sup>2-</sup>
Пирит-карбонатный	Пир, Сд, Мт Шлт	По → Пи+Сд+Мт Кв → Сд Вф → Шлт	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>
Карбонат-полисульфидный	Сд, Хп, Сф Ар, Гл, Тл Ст	Кв → Гл Кс → Тл Сд → Хп	HS <sup>-</sup>
Галенит-сульфоантимонитовый	Кц, Кв, Гл Трд, Блж Кс Фрк	Сф + Сд+Блж Хп → Кв Сд → Кв	SbS <sub>2</sub> <sup>-</sup>
Окисло-кальцитовый	Кц, Кв, Пи Гт, Кр, Ги Хп, Кс	Сд → Пи Ст → Хп+Кс Тл → Гт+Кс	OH <sup>-</sup> O <sub>2</sub>

Примечание. Аб - альбит, Ан - анортит, Ар - арсенопирит, Бт - биотит, Блж - буланжерит, Вф - вольфрамит, Гл - галенит, Гт - гетит, Ги - гипс, Кц - кальцит, Кс - касситерит, Кв - кварц, Кр - кронстедтит, Мт - магнетит, Му - мусковит, Ор - ортоклаз, Пи - пирит, По - пирротин, Сд - сидерит, Ст - стэннин, Сф - сфалерит, Трд - тетраэдрит, Тл - тиллит, Ту - турмалин, Фрк - франкеит, Хп - халькопирит, Хл - хлорит, Шлт - шелинит.

С падением температуры растворов ниже 360–400°C начиналась кристаллизация минералов первого сульфидного парагенезиса с замещением кварца и арсенопирита пирротином, касситерита станнином и тиллитом, вольфрамит халькопиритом, что обусловлено увеличением активности сульфидной серы, металлов и pH растворов и уменьшением их окислительного потенциала.

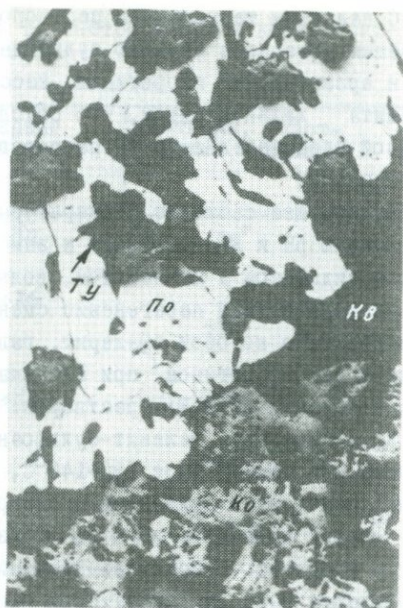
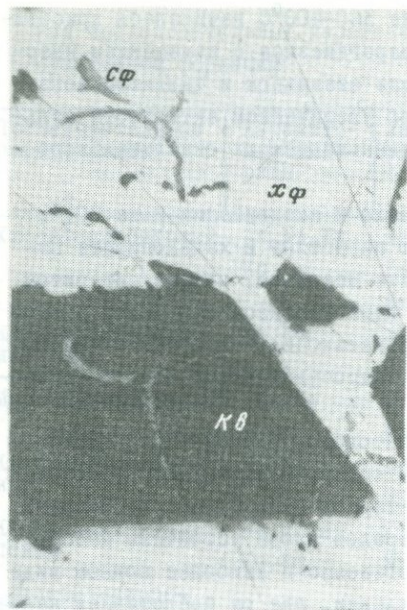
Дальнейшее снижение температуры привело к активизации иона  $\text{CO}_3^{2-}$ , повышению pH и Eh раствора и замещению пирротина и халькопирита пиритом, сидеритом и магнетитом, вольфрамит шеелитом, кварца сидеритом. Пирит-карбонатный парагенезис сменился парагенезисом сульфидов второй генерации, в которой сфалерит, галенит, халькопирит и станнин преобладают над пирротином при активизации гидросульфидного иона и некотором понижении pH и Eh растворов.

Кристаллизация галенит-сульфоантимонитового парагенезиса, происшедшая при температуре 180–140°C, характеризуется активностью ионов  $\text{SbS}_2^-$ , замещением сульфидов и сидерита кварцем (рис. 1) и сульфосолями в условиях повышения pH и Eh. Из минералов олова устойчивы касситерит и франкеит. Окисло-кальцитовый парагенезис в наиболее полном виде наблюдался нами на Депутатском месторождении, где он представлен кальцитом, кварцем, пиритом, гетитом и кронстедтитом. Он отражает увеличение Eh и pH растворов к концу рудного процесса, которое сделало возможным разложение станнина, тиллита и франкеита. На месторождении Лэллагуэ Ф.Тэрнер наблюдал также парагенезис водных фосфатов, кристаллизовавшихся при температуре 100°C и ниже.

На общем фоне смены режима растворов от раннещелочных к кислотным и далее позднещелочным [2] наблюдаются частные колебания. Так, от мусковит-кварцевого парагенезиса к кварц-турмалиновому происходило увеличение pH раствора, а второй сульфидный парагенезис показывает уменьшение pH и Eh. Первый сульфидный парагенезис начинается с замещения кварца и арсенопирита пирротином (рис. 2). Позже они стали равновесными. Затрата ионов  $\text{S}^{2-}$  на образование пирротина вызвала увеличение концентрации ионов  $\text{H}^+$  в растворе, и стала возможной реакция замещения касситерита станнином, в околожильных породах хлорита серицитом.

Один и тот же парагенезис может появиться в результате увеличения или уменьшения pH раствора: например, кварц-турмалиновый при смене касситерит-ортоклазового означает покисление раствора, если же он следует после мусковит-кварцевого с замещением кварца турмалином, это свидетельствует об уменьшении его кислотности.

Инертность или подвижность компонентов раствора определяются путем применения правила Гиббса-Коржинского. Так, сера вполне подвижна в сфалерит-пирротинном парагенезисе при инертных железе и цинке. При замещении пирротина пиритом и сидеритом она инертна. Если же с ними ассоциирует магнетит, то инертен и кислород. Инертность кремния при замещении его карбонатом доказывается перерождением кварца



Р и с. 1. Метакристаллы кварца (Кв) в халькопирите (Хп) с незамещенными скелетными вростками сфалерита (Сф); черное - дефекты полировки. Месторождение Валькумей. Полир. шлиф, увел. 80

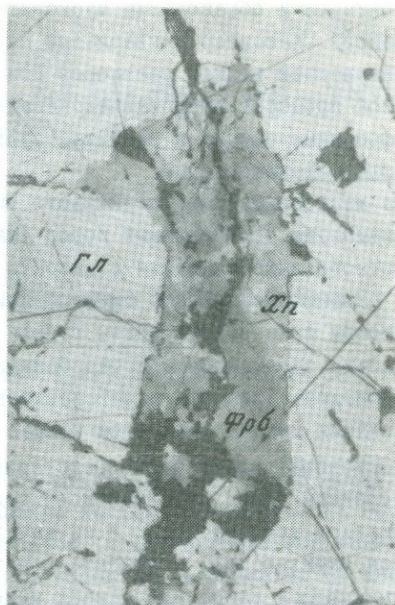
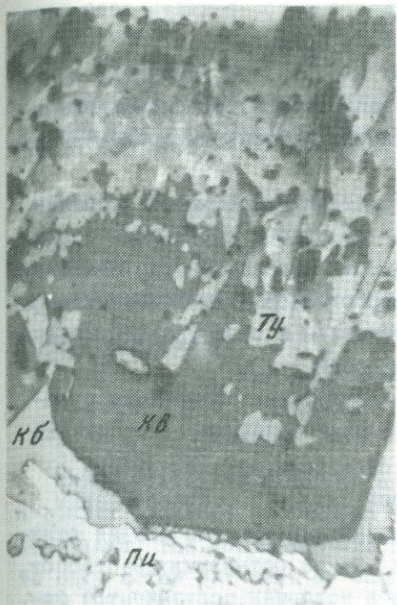
Р и с. 2. Избирательное замещение кварца (Кв) пирротиниом (По). Турмалин (Ту) и касситерит (Кс) остаются незамещенными. Депутатское месторождение. Полир. шлиф, увел. 250

вмещающих пород в прожилке (рис.3). Увеличение объема при замещении касситерита стanniном объясняется инертностью олова и подвижностью серы и кислорода.

Проверка возможности реакции по знаку и величине приращения изобарного потенциала показывает, что замещение кварцем сульфидов и разложение стanniна, тиллита и франккита в конце рудного процесса возможны только при подвижной сере, вынесенной в виде сульфат-иона, который на Депутатском месторождении фиксировался в гипсе.

При сохранении общей направленности процесса в частных случаях наблюдаются отсутствие, разделение или усложнение "стандартных" парагенезисов, например, парагенезис касситерита с моносulfидами, который подтвержден И.А.Некрасовым экспериментально. Альбит, ортоклаз или мусковит, свойственные ранним парагенезисам, в результате изменения параметров растворов при взаимодействии их с вмещающими породами могут появиться и после касситерит-кварцевого парагенезиса.

Формирование месторождений оловоносных скарнов магнезиального типа



Р и с. 3. Регенерированные кристаллы кварца (Кв) нарастают на зальбанды пирит(Пи)-карбонатного(Кб) прожилка. Ту - кристаллы турмалина в кварце и карбонате, заместившем кварц вмещающей породы. Месторождение Валькумей. Полир. шлиф, увел. 80

Р и с. 4. Фрейбергит (Фрб), халькопирит (Хп) и карбонат в раздуже кварцевого прожилка (черное), секущего галенит (Гл). Месторождение Полярное. Полир. шлиф, увел.40

под действием растворов раннещелочной стадии, редуцированной в касситерит-сульфидной формации, началось с парагенезисов безводных минералов метасоматической колонки. Минералы их высокотемпературного постмагматического преобразования (как, например, лодвигит, содержащий трехвалентное железо и четырехвалентное олово [L]) свидетельствуют о существенно водных растворах, снижении pH и повышении Eh. Но щелочность растворов была еще велика и касситерит в парагенезисе отсутствует. Поздние парагенезисы скарновых месторождений олова параллелизуются с парагенезисами гидротермальных месторождений.

Комплекс парагенезисов малосульфидной касситерит-силикатной и касситерит-кварцевой формаций позволяет говорить о малом содержании серы и особенно сурьмы в растворах. В кварц-полевшпатовом типе касситерит-кварцевой формации процесс минерализации начинается с парагенезиса касситерита с полевыми шпатами, а в месторождениях кварцевого и грейзенового типов - с выщелачивания околожильных пород водной кислотных

компонентов и образования мусковит-кварцевого и топаз-кварцевого парагенезисов. Касситерит-кварцевый парагенезис, по-видимому, образован запаздывающей волной растворов пониженной кислотности. Позднещелочный отрезок процесса представлен парагенезисами: карбонатно-сульфидным с сульфосолями свинца и висмута, сульфоантимонит-кварцевым (рис.4) и пирит-флюорит-кварцевым.

На месторождениях хлоритового типа касситерит-сульфидной формации хлоритизация околожильных пород указывает на слабое проявление стадии кислотного выщелачивания и высокую активность железа. Иногда наблюдается ранний парагенезис сидерофиллита с ортоклазом [4]. В галенит-сфалеритовом типе редуцированы ранние парагенезисы и шире развиты поздние сульфиды, сурьмянистые и серебряные сульфосоли.

Последовательность парагенезисов может нарушаться закрытием рудопроводящих трещин. При этом каждая стадия минерализации (в понимании С.С.Смирнова) может быть представлена несколькими парагенезисами с повторением части парагенезисов предыдущей стадии и скачкообразным повышением температур в ее начале. Первый парагенезис стадии отличается активностью, а поздние образуются уже из остывающих растворов, не способных к замещению ранних минералов в условиях полужакрытой физико-химической системы. Смена главных парагенезисов стадий отражает эволюцию состава растворов, генерируемых магмой, во времени.

Последовательность парагенезисов во времени, как отмечал еще Ч.Парк [5], повторяется в пространстве в виде вертикальной зональности отложения, что свидетельствует об изменении структуры растворов по восстановлению рудных тел. Порядок смены парагенезисов и изменение содержания примесей в минералах в этом направлении определяются изначальной щелочностью или кислотностью растворов и соответственно родом зональности.

Одинаковый порядок смены главных парагенезисов последовательных стадий минерализации, парагенезисов по ходу движения растворов и в каждом сечении рудного тела должен объясняться зависимостью активности компонентов раствора во всех трех случаях от общего главного фактора, которым, по-видимому, является падение температуры. Здесь уместно вспомнить высказывание С.С.Смирнова, что большинство рудных проявлений создано, скорее всего, по единому плану.

#### Л и т е р а т у р а

1. Александров С.М., Магнезиально-железистые бораты, их природные модификации и аналоги. - В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1976, вып. 25, с.3-26 (Тр./Минер.музей им. А.Е.Ферсмана).
2. Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. - В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966, с.7-15.
3. Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация". - Геология руд. месторождений, 1967, № 2, с.69-78.

4. Флёров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976, с.283.
5. Park Ch.F. The zonal theory of ore deposits.-Econ. Geol., Fiftieth Anniversary Volume, 1955, p. 226-248.

UDC 549.74:553.43

#### MICROSTRUCTURES FROM A Cu-MINERALIZATION IN SOUTH GREENLAND

H.K.Schönwandt

Department of Geology, Aarhus University, DK-8000 Aarhus C, Denmark

#### Introduction

"Frederik VII's Mine" is a small Cu-mineralization which occurs in a quartz cemented breccia in Precambrian Ketilidian granite in South Greenland. The sulphides are disseminated in the breccia and constitute only a few per cent of the breccia, which has a diameter of about 15 m. The sulphide occurs as patches interstitial to the quartz.

In the sulphide patches main individuals of (1) lamellar chalcocite (2) bornite and (3) clausthalite make up a granular intergrowth. The main individuals form anhedral, equidimensional grains (Figs. 1 and 2).

The sulphide patches show an approximately equivalent bulk chemical composition for each of the particular types of main individual. However, when viewed in relation to the breccia as a whole, the chemical composition of the main individuals varies from sulphide patch to sulphide patch making it possible to distinguish four types of sulphide patches (Type A to D, Table 1). This subdivision is, however, artificial because overlap exists between the four types.

In the following the main individuals with their changing chemical composition from type A to D will be described separately.

The lamellar chalcocite main individuals vary considerably in composition throughout the breccia. Type A represents one extreme and is composed of lamellar chalcocite with about 5 vol% bornite and minor digenite. Type B shows an intermediate composition defined by lamellar chalcocite with approximately equal amounts of chalcocite and grey digenite (selenous digenite) plus up to 1 vol% bornite. Types C and D represent the other extreme being composed of lamellar chalcocite dominated by grey digenite and only very minor chalcocite (Table 1).

This variation in the Cu-sulphides is overprinted by a variation in the relative amounts of inclusions of clausthalite (PbSe) and bohdanowiczite (AgBiSe<sub>2</sub>) (Table 1). In general the amount of selenide inclusions increases with increasing content of digenite in the lamellar chalcocite.

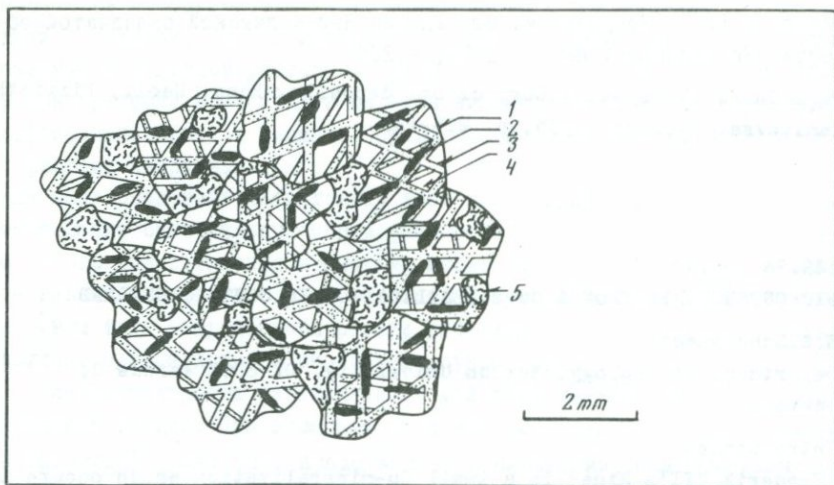


Fig. 1. Schematic diagram of microstructure showing examples of types A and B in a single sulphide patch

1 - LAMELLAR CHALCOCITE MAIN INDIVIDUAL; 2 - clauthalite; 3 - chalcocite lamellae; 4 - grey digenite; 5 - BORNITE MAIN INDIVIDUAL with eucairite inclusions

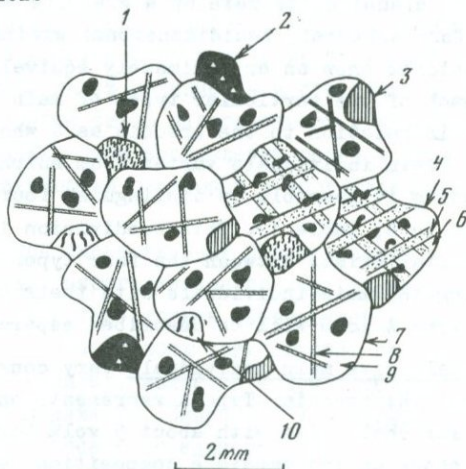


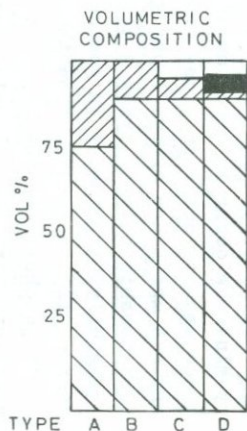
Fig. 2. Schematic diagram of microstructure showing examples of types C and D in a single sulphide patch





1 - BORNITE MAIN INDIVIDUAL with eucairite inclusions; 2 - CLAUSTHALITE MAIN INDIVIDUAL with grey digenite inclusions; 3 - HESSITE EUCAIRITE; 4 - LAMELLAR CHALCOCITE MAIN INDIVIDUAL with bohdanowiczite inclusions; 5 - chalcocite lamellae; 6 - grey digenite; 7 - LAMELLAR CHALCOCITE MAIN INDIVIDUAL with clauthalite and bohdanowiczite inclusions; 8 - chalcocite lamellae; 9 - grey digenite; 10 - BORNITE MAIN INDIVIDUAL with clauthalite inclusions

DIAGRAM OF SULPHIDE PATCHES

TABLE 1

SULPHIDE PATCHES	TYPE A	TYPE B	TYPE C	TYPE D	
Composition of l.cc.	cc >> dig ~5 vol% bn	cc ~ dig ~1 vol% bn	dig > cc < 1 vol% bn	dig >> cc.	Lamellar chalcocite
Inclusions in l.cc.		5-10 vol% cl	5-10 vol% cl	10 vol% cl + boh	
				dig > cc ~1 vol% bn ~10 vol% boh	
	bn 0-5 vol% euc	bn ~25 vol% euc + cl + boh	bn 30-40 vol% euc + boh	bn 30-40 vol% euc + boh	bornite main individual
			bn ~15 vol% cl	bn ~15 vol% cl	
			cl ~5 vol% dig	Clausthalite	
			Hessite Eucairite	Hessite Eucairite Bohdanowiczite ? Mineral A and B	



-  L.C.C. Main Individual
-  Bornite Main Individual
-  Bohdanowiczite
-  Clausthalite

dig = digenite cc = chalcocite  
 l.cc. = lamellar chalcocite bn = bornite  
 cl = clausthalite boh = bodanowiczite  
 euc = eucairite.

In the type D sulphide patches two types of main individuals of lamellar chalcocite occur, one characterized by clausthalite inclusions, the other by bohdanowiczyte inclusions (Fig. 2 and Table 1). Both types of inclusions make up approximately 10 vol% of the lamellar chalcocite. The lamellar chalcocite with clausthalite inclusions further contains more grey digenite and less bornite than the lamellar chalcocite with the bohdanowiczyte inclusions.

The main individuals of bornite, which form granular intergrowth with lamellar chalcocite, show an increasing complexity in mineralogical composition from type A to type D sulphide patches. From a bornite sensu stricto in type A, the bornite changes to myrmekitic intergrowth of bornite and eucairite ( $\text{AgCuSe}$ ). In type C and D patches, in which eucairite constitutes up to 30-40 vol% of the main individuals (Table 1), minor bohdanowiczyte and clausthalite are in general present in the bornite dominated main individuals. As for lamellar chalcocite, two types of bornite dominated grains are distinguished in types C and D (Fig. 2 and Table 1). One of these types is characterized by the above mentioned eucairite inclusions, while the other contains clausthalite inclusions. The bornite-clausthalite type is characterized by myrmekitic intergrowth of the two minerals although bornite grains with rounded clausthalite inclusions have been noted. Both types occur together and separately in granular intergrowths with lamellar chalcocite.

Clausthalite main individuals occur only in type C sulphide patches and are characterized by approximately 5 vol% grey digenite inclusions (Fig. 2). The digenite inclusions are always euhedral and generally with one crystal face parallel to (100) in clausthalite. In fact some of the inclusions are a digenite dominated lamellar chalcocite. In type D, clausthalite also forms part of the granular intergrowths but occurs in these sulphide patches as pure clausthalite grains.

Minor constituents only form part of the granular intergrowth in type C and D patches. In type C hessite ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) and eucairite, and in type D clausthalite, hessite, eucairite, bohdanowiczyte and mineral A ( $\text{Ag}_3\text{SeTe?}$ ) and B ( $\text{CuAg}_3\text{Se?}$ ) occur as accessory minerals in the granular intergrowth (Table 1). Clausthalite and bohdanowiczyte make up a few per cent each of the sulphide patches, whereas the remaining accessory minerals occur in trace amount. Generally the minerals occurring in trace amounts occur in close connection with clausthalite. However, minerals A and B are always found grown together with hessite.

Relationship between types A to D. The individual sulphide patches are generally homogeneous in composition, however in a few sulphide patches variation occurs. From the rim towards the interior of the sulphide patches, and the depositional sequence was probably from rim towards interior, the following change in composition has been noted. Lamellar chalcocite shows a decrease in bornite content whereas the

bornite main individuals show an increase in eucairite inclusions. This probably indicates a paragenetic development from type A to D.

Lamellar chalcocite is generally accepted as a microstructure caused by exsolution of chalcocite lamellae along (111) from a high temperature cubic phase. However, the same microstructure can form by replacement of bornite or digenite along (111) by lamellae of chalcocite. Ramdohr [5] pointed out that lamellae chalcocite formed by exsolution would show a uniform distribution of chalcocite lamellae in the main individuals, whereas a replacement origin would result in quite a variable distribution of the chalcocite lamellae. All lamellar chalcocite shows a uniform distribution of chalcocite lamellae and is consequently interpreted as an exsolution.

The cubic phase from which chalcocite lamellae have been exsolved, has been referred to as chalcocite solid solution [4], bornite solid solution [7], neodigenite [5] and the fcc-phase [6]. The designation by Skinner [6] refers to the type of packing adopted by the sulphur atoms in the high temperature cubic phase, i.e. face centred cubic lattice. Skinner's (op. cit.) designation of the high temperature polymorph, which is without relation to mineral names, is preferred here because the extensive composition range of the fcc-phase at high temperature covers the stoichiometric composition of the low temperature phases, chalcocite, digenite and bornite [7].

The chalcocite lamellae of lamellar chalcocite according to Brett [7] are coherent, whereas clausthalite and bohdanowiczite appear as non-coherent or rounded (spheroidal) inclusions. Brett (op. cit.) has also shown that non-coherent and spheroidal inclusions can form by exsolution. The uniform distribution of clausthalite and bohdanowiczite in the various types of lamellar chalcocite indicates that clausthalite and bohdanowiczite were exsolved from a Pb-bearing seleneous fcc-phase and an Ag-Bi-bearing seleneous fcc-phase respectively.

Bornite main individuals. The myrmekitic intergrowth of the bornite main individuals are characterized by (i) the bornite main individuals occur as well defined grains; (ii) within the individual sulphide patches the bornite main individuals show only a slight variation in composition and the inclusions are uniformly distributed in the main individuals. In an interpretation of the bornite main individuals, the following features also have to be taken into consideration. Two types of bornite main individuals occur and in the bornite-eucairite main individuals the amount of eucairite inclusions increases from type A to D.

Exsolution seems to give a simple explanation to the above mentioned features. Exsolution implies that two types of main individuals of bornite were formed as homogeneous seleneous sulphide phases, and that at least one of them (the bornite-eucairite main individual) changed its composition during the paragenetic development (Table 1).

Clausthalite Main Individual. The euhedral grey digenite/lamellar chalcocite inclusions are crystallographically oriented in the claus-thalite with one of their crystal faces parallel to (100) in claus-thalite. This oriented intergrowth excludes the possibility of descri-bing this microstructure as poikilitic.

Two modes of formation seem probable for this microstructure: Exso-lution or epitaxial growth. Kleber [3] has pointed out that epitaxial growth, apart from being dependent on similarities in the lattice di-mensions of the substrate (claus-thalite in this case) and the new phase, is also in some cases controlled by statistical factors, i.e. the new phase may not be just randomly distributed on the substrate.

Therefore it is not always possible to distinguish microstructural-ly between exsolution of euhedral grains and epitaxial growth. The present author prefers the exsolution theory to explain the origin of the claus-thalite-digenite main individuals, because these types of grains occur in the type C sulphide patches exclusively. The absence of this grain type in the final part of the paragenetic development, i.e. in the type D sulphide patches, can be explained by a lower tem-perature of formation and thereby a decrease in solubility of grey digenite in the claus-thalite, whereas the absent epitaxial growth in type D sulphide patches is more difficult to explain because claus-thalite and grey digenite (lamellar chalcocite) with approximately the same composition and therefore the same lattice dimensions occur in both type C and D sulphide patches.

### Conclusion

All main individuals occurring are interpreted as resulting from exsolution. At the temperature which prevailed during formation, these phases probably all had a face centred cubic (fcc) sublattice of sul-phur-selenium atoms or a slightly deformed derivative of that array. This assumption is based on the fact that all the involved cubic mine-rals have a fcc sublattice and that the non-cubic compounds have a high temperature polymorph with a fcc sulphur/selenium lattice [6, 2]. However in the case of eucairite, this is based on the structural similarity between eucairite and stromeyerite.

### R e f e r e n c e s

1. Brett P.R. Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on exsolution textures in ores.-Econ. Geol., 1964, vol.59, p. 1241-1260.
2. Geller S., Wernicke J.H. Ternary semiconducting compounds with sodium chloride-like structure.  $AgSbSe_2$ ,  $AgSbTe_2$ ,  $AgBiS_2$ ,  $AgBiSe_2$ . Acta Cryst., 1958, vol. 12, p. 46-54.
3. Kleber W. Einführung in die Kristallographie. VEB Verlag Technik, B., 1971. 408 p.

4. Mervin H.E., Lombard R.H. The system Cu-Fe-S.-Econ. Geol., 1937, vol. 32, p. 203-284.
5. Ramdohr P. The ore minerals and their intergrowths. Oxford: Pergamon Press, 1969. 1174 p.
6. Skinner B.J. The system Cu-Ag-S.-Econ. Geol., 1966, vol. 61, p. 1-26.
7. Yund R.A., Kullerud G. Thermal stability of assemblage in the Cu-Fe-S system.- J. Petrology, 1966, bd. 7, p. 454-488.

УДК 553.439:549.01

## МЕДНЫЕ РУДЫ УДОКАНСКОГО ХРЕБТА И ИХ ГЕНЕЗИС

Ф.П. Кренделев

Читинский институт природных ресурсов СО АН СССР, г. Чита, СССР

Удоканский хребет располагается в южной части Кодаро-Удоканской структурной зоны близ ее тектонического контакта с архейским основанием, в составе которого преобладают гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, гранитогнейсы и мигматиты. Хребет сложен осадочными и метаморфическими породами пяти верхних свит удоканской серии нижнего протерозоя. Древнейшие изверженные породы региона - это расслоенные габбро-нориты Чинейской интрузии и дайки базитов (Каларский анортозитовый комплекс обрамления Алданского щита). Горизонты медистых песчаников Удоканского рудного поля пересекаются этими породами. Слои пород удоканской серии смяты совместно с вмещающими породами, образуя часть крупной синклинали Наминга, зажатой между двумя гранитными батолитами (Каменским и Ингамакитским), более молодыми, чем габбро-нориты и рудные горизонты. Оба батолита пострудные, они прорывают только сводовые части складок. Абсолютный возраст Каменского батолита равен 980-1100 млн. лет (по данным K-Ar метода). И батолиты, и вмещающие их толщи перекрыты с угловым несогласием карбонатными слоями кембрия.

В описываемой единой структуре выявлены два типа руд: 1) медистые песчаники Удоканского месторождения; 2) сульфидные медные руды в экзоконтакте Чинейской интрузии.

Медистые песчаники залегают в верхней трети разрезе верхнесауканской подсвиты удоканской серии, а также в читкандинской, александровской, бутунской и намингской свитах той же серии и занимают строго определенное стратиграфическое положение на обширных пространствах, даже в южном опрокинутом крыле синклинали Наминга.

По направлению с северо-востока на юго-запад, т.е. от Алданского щита к южному флансу хребта Удокан, так же, как сверху вниз по разрезу, закономерны уменьшаются: 1) мощность каждой свиты; 2) мощность каждого меденосного горизонта; 3) мощность рудоносной толщи верхней подсвиты; 4) среднее содержание меди; 5) зернистость терригенных пород. Фа-

циальный контроль ясно проявляется в районе Удоканского месторождения. Медистые песчаники приурочены к подводной части эвандельты, фации которой соответствуют образованию красноцветов. Для этих фаций и пород характерны тонкая ритмичная слоистость, переслаивание, протяженные пачки пород, пачки серых и палевых песчаников с косою слоистостью, волноприбойными знаками, оползновыми текстурами, знаками ряби и течения, трещины высыхания. Весьма вероятно, что минерализация происходила в зоне смешивания пресных вод палеорек и соленых вод моря или лагун. Рудные прослои не пересекают границ слоев, совпадают с наслоениями.

Прослойки сульфидов или обогащения сульфидами образуют те же структуры, что и вмещающие породы, не отличаются от последних по минеральному, химическому составу и геохимическим характеристикам, кроме повышенных количеств сульфидов  $Cu$  и  $Fe$ . Последние встречаются в глинистом цементе разных осадков, в заполнении трещин высыхания и эвектов ряби, а также вместе с прослойками минералов тяжелой фракции во всех свитах и подсвитах.

Границы промышленных руд постепенные, нерезкие и определяются экономическими расчетами результатов опробования.

Минералогическая зональность во всех рудопоявлениях Удоканского рудного поля типична для всех осадочных месторождений мира. Сульфиды руд резко эпигенетичны, что обусловлено диагенетическими изменениями, региональным, контактовым или гидротермальным метаморфизмом.

Чинейская расслоенная интрузия имеет эллиптическую форму в плане при площади около  $150 \text{ км}^2$ , очень сложна, неоднородна и более всего напоминает конфокальный дополит. Интрузия ( $PR_{\text{г}}$ ) сечет породы удоканской серии и сама срезается гранитоидами Ингамакитской интрузии. Поверхности расслоения в общем параллельны контакту интрузии в ее западном крыле. Они наклонены к центру интрузии и падают под нее под углами  $20-30^\circ$ ; а в северном крыле — под углами  $50-70^\circ$ . Северное крыло дополита обрывается крупным региональным разломом. Подошва интрузии ориентирована параллельно расслоению. Простираение расслоенности параллельно оси синклинали Наминга и близко к широтному. Интрузия разбита множеством нарушений. Общая мощность ее оценивается в  $2,5-3,0 \text{ км}$  [3].

Э.Г. Конников [2] выделяет 6 главных зон в интрузии:

- 1) базальная зона лейкократовых, леопардовых (пятнистых) габбро;
- 2) зона мезократовых габбро и габбро-норитов;
- 3) зона переслаивания габбро, включая рудные габбро и "пласты" сплошных титаномагнетитовых руд (мощность  $0,5-1,0 \text{ м}$ );
- 4) средняя зона габбро-норитов;
- 5) верхняя расслоенная зона, такая же, как зона 3;
- 6) завершающая зона габбро-норитов.

По направлению к эндоконтакту интрузии габбро-нориты замещаются габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами, сиенитами, насыщенными ксенолитами вмещающих пород. "Пласты" титаномагнетитовых руд

наследуют положение доломитов бутунской свиты и подчеркивают реликты складчатых структур обрамления.

Известно, что для расслоенных интрузий характерны как минимум три типа сульфидных руд [5]: 1) зона "висячих" вкрапленных сульфидов; 2) сегрегационные скопления сульфидов в "придонных" слоях; 3) линзообразные тела, залежи, прожилки и штокверки сульфидов в экзоконтакте интрузий. В Удоканском районе обнаружен пока только третий тип. Чинейская интрузия отличается от других расслоенных интрузий наличием "пластов" титаномагнетитовых руд и отсутствием богатых рудных брекчий в экзоконтакте, линзовидных залежей под доломитом и хромитовых руд типа рифа Меренского.

В составе бутунской свиты известен горизонт медистых песчаников, залегающий параллельно и рядом с горизонтом доломитов, и очень важно найти реликты этого горизонта в контуре интрузии габбро-норитов.

Главный вопрос: единым ли был источник сульфидов меди для песчаников Удоканского месторождения и для экзоконтактов Чинейской интрузии и каковы связи между ними.

Состав обломочного и рудного материала в породах Удоканской серии указывает, что наиболее вероятным источником могли быть породы Иенгрской серии (А) Алданского щита, части Чарского блока и Станового. Породы этих регионов содержат много магнетита, гематита, сульфидов и меденосных прослоев. Часть сульфидов и окислов могла транспортироваться механическим путем в виде обломочного материала, а также в виде включений в зернах кварца, микрокварцита, тяжелых минералов и т.п. Другая часть могла переноситься в форме основных сульфатов, карбонатных взвесей (I) и, видимо, хлоридов меди. В подводной дельте эти соединения переходили в нерастворимую форму и осаждались вместе со взвешенным в потоке материалом.

Генезис сульфидного оруденения в связи с Чинейской интрузией проявлен еще нечетко. Пока ясно, что нет четких следов воздействия интрузии на вмещающие породы (отсутствует контактовый ореол, нет приинтрузивных складок, раздвижения трещин, расклинивания пластов и т.п.). Представляется, что боковые породы растворены габбро-норитами, но реликты структур вмещающих пород сохраняются.

Слоистость вмещающих пород в ксенолитах также сохраняется. Создается впечатление, что магма не перемещалась. Ксенолиты пересекаются прожилками поздних производных габброидов. Анализ минеральных парагенезов показывает, что Si, Al, Fe, частично Mg и Ti привносятся в процессе замещения карбонатных пород, а Ca выносятся. Щелочные элементы и Ca выносятся и при замещении терригенных пород, а привносятся Si и Mg. В южном крыле синклинали Наминге ореол микроклиннизации сформировался щелочными растворами. Эти растворы выщелачивали Cu из вмещающих пород и продвигали ее перед фронтом магматизации. Благодаря этим растворам возникали концентрации Cu, Fe и сложных сульфидов, обогащающих вме-

щающие породы в зоне экзоконтакта габбро-норитов за счет экстрагирования металлов из пород удоканской серии, изначально обогащенных Cu и Fe. Сходный процесс происходит и в зоне контактовых даек, но ширина ореолов здесь очень маленькая.

Представляется, что существуют два независимых источника оруденения. Источником меди для сульфидных руд в связи с Чинейской интрузией были вмещающие породы удоканской серии. Источником растворов, появившихся в зонах экзоконтакта, были процессы магнетизма, зарождающиеся в глубинных зонах. Формированию расслоенных интрузий предшествовало обогащение части пород, изначально уже обогащенных медью. Эта модель хорошо согласуется с моделью Ф.Н. Шахова [4]. Отсюда ясно, что ожидаемые запасы сульфидных руд в экзоконтакте Чинейской интрузии могут быть весьма крупными, поскольку объем интрузии примерно в 5 раз больше объема меденосных пород в контакте синклинали Неминга.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П. О генезисе Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область).—Литология и полез. ископаемые, 1963, № 2, с.89-103.
2. Конников Э.Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона.—В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с.130-151.
3. Лебедев А.П. Чинейский габбро-норитовый плутон (Вост.Сибирь).— Тр./ИГЕМ АН СССР, 1962, вып.80.100с.
4. Шахов Ф.Н., Чернов В.Г., Потапьев В.В. Зоны пегматоидных включений в роговиках гранитных куполов (юго-восточный Алтай).—Геология и геофизика, 1970, № 4, с.57-75.
5. Wager C., Brown G. Layered Igneous Rocks, Edinburgh. London, 1968.

УДК 549.3:550.41:553.43/44(235.222)

#### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДООБРАЗОВАНИЯ НИКОЛАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА РУДНОМ АЛТАЕ В КООРДИНАТАХ "ЛЕТУЧЕСТЬ СЕРЫ - ТЕМПЕРАТУРА"

Н.И.Еремин, Н.Б.Сергеева, Т.А.Филицина

Московский государственный университет, г.Москва, СССР

Слабое проявление метаморфизма на Николаевском месторождении позволяет рассматривать этот объект в качестве благоприятного для изучения колчеданно-полиметаллического рудообразования на Рудном Алтае.

Сравнительно простая линзовидная форма рудной залежи, приуроченность ее к склону экстррузивного купола липаритовых порфиров, интенсифи-

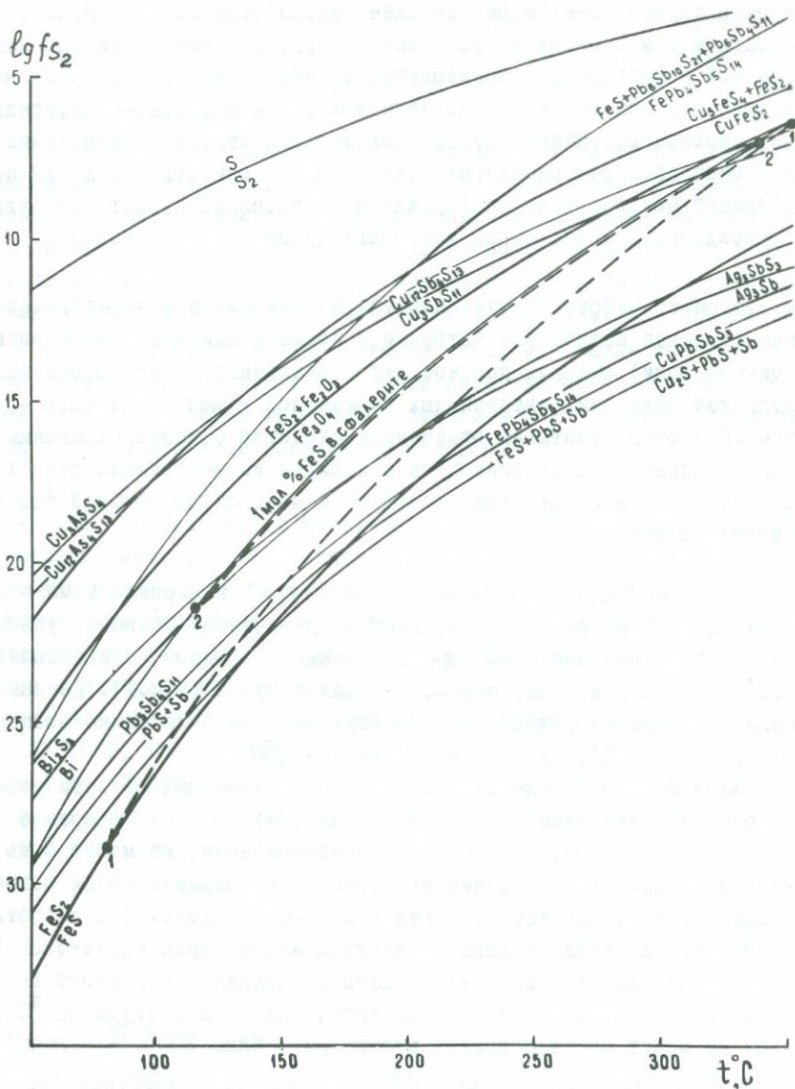
вывая гидротермально-метасоматическая переработка пород лежащего бока с развитием тем прожилково-вкрапленных руд, наличие первичной минералогической зональности, выражающейся в смене вверх по разрезу медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных руд колчеданно-полиметаллическими, широкое развитие в рудах колломорфных структур, появление среди редких минералов руд различных сульфосолей и окислов - все эти признаки сближают Николаевское месторождение с всемирно известными вулканогенно-осадочными миоценовыми месторождениями Куроко в Японии.

В настоящей работе сделана попытка по имеющимся минералогическим данным (включая полученные авторами с помощью микрованализа и электронной микроскопии) оценить процесс рудообразования на месторождении в координатах важнейших интенсивных параметров - "летучесть серы - температура". При этом, учитывая отмеченное сходство с месторождениями Куроко, была принята модель осаждения сульфидов из восходящих гидротермальных растворов при смешении последних с морской водой близ поверхности морского дна.

На диаграмме "летучесть серы - температура" в широком температурном интервале нанесены линии моновариантных равновесий реакций сульфидизации с участием газовой серы  $S_2$ , а также сульфидов, сульфосолей и некоторых окислов железа, присутствующих в рудах (рис.1). Данные об изменении величины свободной энергии этих реакций были заимствованы из работ П.Бартона [2], Дж.Крейга и П.Бартона [3].

По взаимному положению этих линий, ограничивающих области устойчивости определенных минеральных фаз, видно, что все многообразие рудообразующих минералов, известных на месторождении, не может быть объединено в единую парагенетическую ассоциацию, отражающую их совместное образование. Так, при температурах ниже  $300^{\circ}C$  совместно с пирротином (редкий минерал, установленный в верхней части "кристаллического" горизонта рудной залежи) следует ожидать появления самородного висмута (в рудах не установлен), а не висмутита, ниже температуры  $280^{\circ}C$  с пирротином не может сосуществовать пираргирит, ниже  $200^{\circ}C$  - буланжерит, ниже  $170^{\circ}C$  - джемсонит, ниже  $150^{\circ}C$  - бурнонит. Совместное образование пирротина и железистого сфалерита с энергитом исключено даже при весьма высоких температурах, а парагенезис энергита с маложелезистым сфалеритом (1,67 мол.%  $FeS$  - минимальная железистость этого минерала в рудах месторождения) возможен лишь при температурах свыше  $350^{\circ}C$ .

Между тем висмутин, пираргирит, буланжерит, джемсонит, бурнонит и энергит фиксируются в качестве редких минералов преимущественно в составе "метакolloидных" руд [1]. Невозможность определения единого поля устойчивости рудообразующих минералов месторождения на диаграмме летучесть серы - температура подтверждает дискуссионный вывод о том,



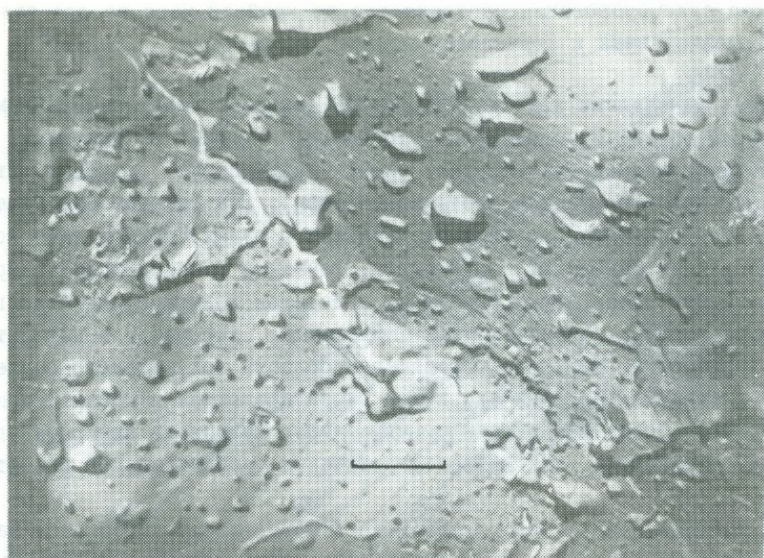
Р и с. 1. Диаграмма "летучесть серы - температура". Пунктиром показаны векторы колчеданного (1) и колчеданно-полиметаллического (2) оруденения Николаевского месторождения на Рудном Алтае

что процесс рудообразования расчленяется, по крайней мере, на два этапа (стадии): колчеданный и колчеданно-полиметаллический.

Главными минералами колчеданного этапа являются пирит и халькопирит, верхней границей совместной устойчивости которых на диаграмме является линия равновесия борнит, пирит - халькопирит (отметим, что гипогенный борнит в рудах не устанавливается). Эта граница существенно понижается, принимая во внимание наличие в рудах "кристаллического" горизонта редких минералов - магнетита, гематита в ассоциации с пиритом. Совместное образование этих трех минералов возможно лишь вдоль линии их равновесия пирит, гематит - магнетит, которая и может быть принята в качестве верхнего ограничения области колчеданного оруденения на диаграмме. Находки единичных зерен пирротина в кровле "кристаллического" горизонта залежи позволяют рассмотреть линию равновесия пирит - пирротин как нижнее ограничение рассматриваемой области.

Диапазон температур, определенных по распределению кобальта в паре пирит - халькопирит из кристаллических руд составляет  $187-80^{\circ}\text{C}$ . Однако в пиритных зернах прожилково-вкрапленных руд лежачего бока залежи содержания кобальта являются значительно более высокими, чем в этом же минерале среди массивных руд. Принимая во внимание, что основная масса пирита в прожилково-вкрапленных рудах лежачего бока сформировалась в ходе колчеданного рудообразования и имея в виду, что повышение содержания кобальта в этом минерале обычно свидетельствует о его более высокотемпературном образовании, следует считать, что действительная верхняя температурная точка колчеданного оруденения будет определено выше. На диаграмме летучесть серы - температура эта точка может быть принята на пересечении линий равновесия пирит, гематит - магнетит и I мол.% FeS в сфалерите (минимальное содержание FeS в сфалерите, по данным рентгеноспектрального микроанализа, составляет I,67 мол.%, однако под электронным микроскопом в минерале постоянно фиксируется заметное количество мелких включений сульфидов железа, это позволяет считать, что действительная минимальная железистость минерала, условно принимаемая в I мол.% FeS, определено ниже указанной величины. Координата точки пересечения указанных линий по оси температур составляет  $350^{\circ}\text{C}$ .

Исходя из представлений о снижении температуры в процессе рудоотложения (что неизбежно следует из модели смешения восходящих металлонесных флюидов с морской водой) данная точка может быть принята в качестве начальной. Конечная точка колчеданного рудообразования характеризуется температурой  $80^{\circ}\text{C}$  и лежит на линии равновесия пирит - пирротин. Единичные находки пирротина приурочены к верхней части кристаллического горизонта залежи, причем в шлифах этот минерал обнаруживает более позднее образование, корродируя пирит. Плавная кривая, соединяющая на-

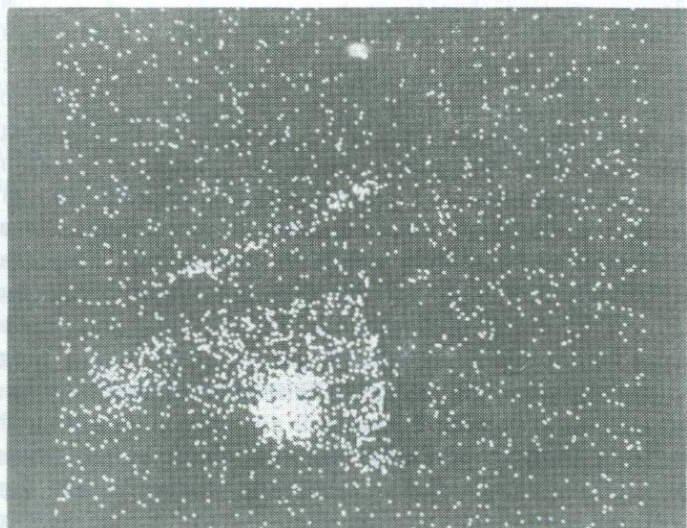
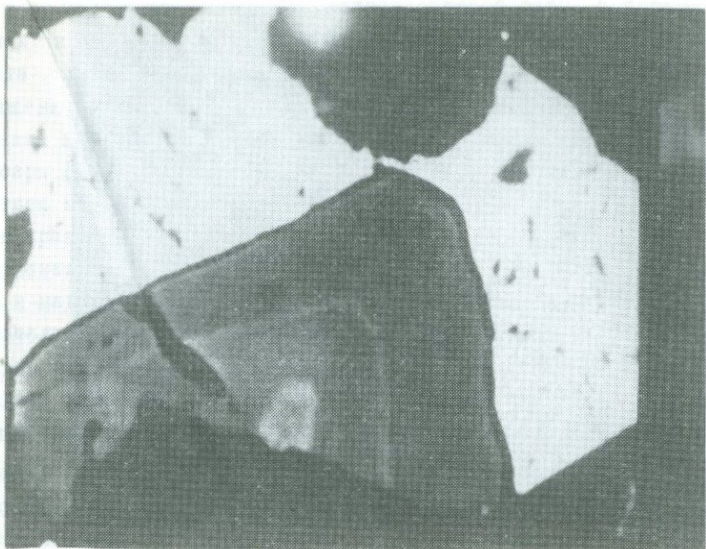


Р и с. 2. Фазовая неоднородность в сфалерите. Обр. № Н1011, угольная реплика

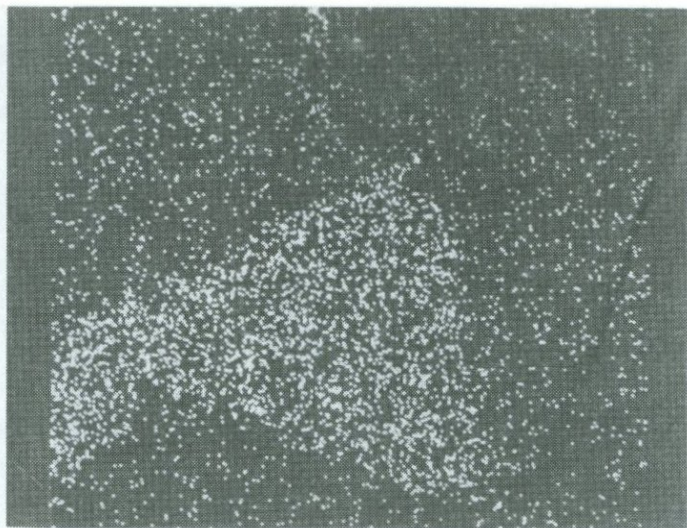
чальную ( $t = 350^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{\text{S}_2} = 10^{-6,5}$  атм) и конечную ( $t = 80^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{\text{S}_2} = 10^{-29}$  атм) точки на диаграмме летучесть серы - температура, является вектором, отражающим эволюцию колчеданного оруденения.

Такое положение вектора колчеданного рудообразования должно выражаться наличием в кристаллических рудах скрытой минералогическо-геохимической зональности, связанной с увеличением железистости сфалерита в направлении кровли кристаллического горизонта, чего, однако, не наблюдается. Последнее может объясняться тем, что кристаллические руды испытывали преобразование в ходе более позднего колчеданно-полиметаллического оруденения, с которым связано образование основной массы сфалерита (в том числе и присутствующего в составе кристаллических руд).

Область колчеданно-полиметаллического оруденения на диаграмме летучесть серы - температура заключена между пересекающимися линиями 1 мол.% FeS в сфалерите (предполагаемая минимальная железистость минерала в колчеданно-полиметаллических рудах) и висмутин - самородный висмут (при наличии висмутине самородный висмут в рудах не устанавливается). Пересечение этих линий соответствует конечной точке колчеданно-полиметаллического рудообразования; его начальная точка определяется пересечением линий 1 мол.% FeS в сфалерите и энэргит - теннантит (редкий минерал энэргит является одним из наиболее ранних при колчеданно-полиметаллическом оруденении). В этой области, помимо главных рудообразующих сульфидов - пирита, халькопирита, сфалерита и



Р и с. 3. Зональная блеклая руда. Обр. № I088/3, увел. 300: а - в  
 обратно-рассеянных электронах (состав); в рентгеновских лучах: б -  
 $SbL_{\alpha}$ , в -  $AsK_{\alpha}$



теннантита, стабильны также джемсонит, буланжерит, висмутин и пираргирит, присутствующие в качестве редких минералов в рудах.

Вектор колчеданно-полиметаллического оруденения, таким образом, совпадает с отрезком линии 1 мол.% FeS в сфалерите, ограниченным указанными начальной ( $t = 330^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{\text{S}_2} = 10^{-7,5}$  атм) и конечной ( $t = 120^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{\text{S}_2} = 10^{-21}$  атм) точками. Устанавливаемая электронно-зондовым микроанализом более высокая железистость сфалерита в метакolloидных рудах обусловлена обилием мельчайших включений сульфидов железа в данном минерале, обнаруживаемым под электронным микроскопом (рис.2).

Вышеуказанный температурный диапазон колчеданно-полиметаллического оруденения несколько отличается от интервала температур, полученных по распределению кобальта между пиритом и халькопиритом в "колломорфных" рудах:  $259-78^{\circ}\text{C}$ , - что, по-видимому, связано с мелким размером анализируемых зерен халькопирита в пиритной массе, когда в зону воздействия лазерного луча при анализе попадает некоторое количество пирита. Последнее приводит к завышению содержаний кобальта в халькопирите, что, в свою очередь, снижает расчетную величину температуры. Отметим, что по данным Е.А. Анкинович значения температур гомогенизации структур распада твердых растворов вюртцит-халькопирит и сфалерит-халькопирит в этих рудах составляет  $300^{\circ}\text{C}$  и  $160^{\circ}\text{C}$  соответственно.

Большая часть вектора колчеданно-полиметаллического оруденения находится ниже поля устойчивости тетраэдрита. Это хорошо согласуется с фактом обнаружения зональной блеклой руды в рудах "метакolloидного" горизонта, когда существенно тетраэдритовая зона в центральной части зерна сменяется к периферии теннантитовой (рис.3): процесс кристаллизации этого зерна из растворов, содержащих ионы сурьмы и мышьяка, на-

чался в условиях устойчивости тетраэдритовой фазы, а продолжался в условиях, когда ионы сурьмы стали связываться в форме джемсонита, пираргирита и буланжерита, присутствующих в рудах.

Положение векторов колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения показывает, что в первом случае происходило снижение потенциала серы (вектор смещается в сторону линий моновариантных равновесий с участием менее сернистых сульфидов), во втором - потенциал серы оставался практически неизменным. Снижение потенциала серы при колчеданном оруденении, вероятно, отражает факт массового выпадения сульфидов железа и меди из растворов с обеднением последних растворенной серой. При колчеданно-полиметаллическом оруденении доля сульфидов в осадке несколько снижена: сера из растворов, связывавшаяся в осадке, компенсировалась при постоянном смешении последних с морской водой.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Близкий геолого-минералогический облик Николаевского месторождения с вулканогенно-осадочными месторождениями Куроко в Японии позволяет рассматривать его образование по аналогичной модели отложения сульфидов из восходящих гидротермальных растворов близ поверхности морского дна.
2. Термодинамический анализ минеральных парагенезисов руд свидетельствует о расчленении процесса рудообразования Николаевского месторождения на два этапа (стадии): колчеданный и колчеданно-полиметаллический.
3. Если температурные интервалы колчеданного и колчеданно-полиметаллического этапов взаимно перекрывались, то режим серы для них был различным: в первом случае потенциал серы снижался, а во втором - оставался практически неизменным.

#### Л и т е р а т у р а

1. Анкинович С.Г., Анкинович Б.А., Наумов В.А. Геологическая структура, минералогия и генезис руд Николаевского месторождения (Рудный Алтай). - В кн.: Геология. Алма-Ата, 1976, с.50-73.
2. Бартон П.Б., Скиннер Б.Дж. Устойчивость сульфидных минералов. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с.211-285.
3. Craig J.R., Barton P.B., Jr. Thermochemical approximations for sulfosalts. - Econ. geol., 1973, vol.68, p.493-506.

## АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.Я.Некрасов, Н.С.Бортников

Институт экспериментальной минералогии АН СССР, пос.Черноголовка;  
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии  
и геохимии АН СССР, г. Москва, СССР

При использовании экспериментальных данных для объяснения условий образования гидротермальных месторождений одним из основных требований является достижение равновесия в системе раствор - твердые фазы. Однако структурно-текстурные соотношения минералов в рудах скорее свидетельствуют о неравновесности процесса минералообразования. Только на границе между краевыми зонами минералов и раствором равновесие достигается довольно быстро. Это подтверждается равномерным распределением элементов-примесей и изотопов между сосуществующими фазами. Поэтому в целом в неравновесных рудных образованиях могут быть найдены участки, отвечающие упомянутому требованию, а следовательно, для определения физико-химических параметров кристаллизации минералов может быть использован аппарат равновесной термодинамики.

Многочисленные экспериментальные данные, полученные при изучении фазовых отношений в рудных системах, позволяют с достаточно высокой точностью определять такие важные параметры рудообразования, как температуру, окислительно-восстановительный потенциал, фугитивность серы и кислорода. Однако для оценки некоторых параметров, в частности кислотности-щелочности рудообразующей среды, все еще существуют значительные трудности технического и методического плана. Дело в том, что величина pH растворов может быть измерена лишь при сравнительно невысокой температуре, порядка 175°C. В этом плане безуспешными оказались попытки оценивать этот параметр путем термодинамических расчетов, основанных на зависимости между температурой и свободной энергией образования минералов из катионов и протона или с помощью средних потенциалов ионизации элементов, слагающих минералы. Эти косвенные методы явно не отображают реальную величину pH среды, поскольку в уравнение вводятся термодинамические свойства только тех элементов, которые слагают данный минерал и не учитывают свойства других элементов, содержащихся в поликомпонентных растворах.

Поэтому единственно надежным может служить метод оценки pH рудообразующей системы по растворимости минеральных ассоциаций в растворах и по устойчивости в них минералов, входящих в эти ассоциации. Преимущество использования для этой цели минеральных ассоциаций, а не отдельных минералов очевидно, если учесть, что pH любых растворов зависит от суммарной растворимости соединений в системе, хотя и контролируется наиболее растворимой фазой. Это можно показать на примере системы Hg-Sb-S -

$H_2O$  [17]. Величина pH растворов, насыщенных  $HgS$  и  $Sb_2S_3$ , зависит от растворимости этих фаз, но контролируется в основном  $Sb_2S_3$  как наиболее растворимым соединением. Насыщение раствора сульфидом  $Sb_2S_3$  снижает величину его pH по сравнению с pH раствора, насыщенного только  $HgS$ , что, в свою очередь, уменьшает растворимость  $HgS$  и приводит к массовому отложению киновари после антимонита. Следовательно, ассоциация киноварь+антимонит однозначно характеризует pH рудоносных растворов (порядка 5-5,3 при 200°C), в то время как каждый из этих минералов может быть устойчив и в более широком диапазоне кислотности-щелочности растворов (от 4 до 9,5-10 pH). В дальнейшем, используя фазовые диаграммы рудоносных систем с участием воды и учитывая специфику химического взаимодействия фаз с раствором, можно будет создать надежные индикаторы кислотности-щелочности. В данный момент в качестве индикаторов pH рудообразующей среды можно использовать лишь те минералы или минеральные ассоциации, по устойчивости которых в растворах уже имеются достоверные экспериментальные данные (табл. I). Например, смена парагенезиса минералов с участием сульфостаннатов свинца тиллита, франкеита и цилиндрита касситеритсодержащими ассоциациями с галенитом и буланжеритом - свидетельствует о повышении pH растворов. При оценке кислотности-щелочности при формировании месторождений грейзенового или скарнового типов в качестве индикаторов следует использовать ассоциации порообразующих минералов. Например, ассоциация топаз+мусковит явно свидетельствует о низкой кислотности рудоносных растворов pH 3-4. Величина pH, при которой формируются редкометалльные месторождения в щелочных метасоматитах, может быть оценена по ассоциации эгирин + рибекит + окислы и силикаты редких земель, тантала, ниобия, циркония и других элементов.

В связи с тем, что большинство рудных минералов непрозрачны, определение температуры их образования с помощью традиционного метода гомогенизации газовой-жидких включений затруднено. Долгие годы для этой цели использовались рудные геотермометры с "фиксированной" шкалой (точки полиморфных фазовых переходов, плавления, температуры устойчивости минералов и минеральных ассоциаций). Примеры геотермометров такого рода приведены в табл. 2. При их использовании возникают трудности, связанные с изменением температуры фазовых переходов или плавления при вхождении в их кристаллическую решетку элементов-примесей. Определенные искажения в оценку температуры могут вносить и условия закалки полиморфных модификаций минералов-геотермометров. Примером такого рода служат пирротиновые руды, которые практически не сохраняют своих свойств при охлаждении. Перспективными геотермометрами с "фиксированной" шкалой являются ассоциации минералов, возникшие при распаде твердых растворов. К ним принадлежат широко распространенные в природе ассоциации сфалерит + халькопирит, алтаит + галенит, станнин + сфалерит, халькопирит + борнит. При правильном использовании они дают возможность

Таблица I

Минеральные ассоциации — индикаторы щелочности-кислотности гидротермальных месторождений

Ассоциация	pH устойчивых ассоциаций	Температурный предел, °C	Формационная принадлежность месторождений
Ангидрит-пирит-халькопирит	6-9	600-450	Колчеданно-полиметаллические
Мусковит-топаз-кварц	4-6	650-375	Редкометалльные грейзены и пегматиты
Кварц-турмалин-флюорит	4-5	425-300	Касситерит-силикатно-сульфидные золоторудные
Кварц-хлорит-арсениопирит	3-5	325-250	Касситерит-силикатно-сульфидные серебряно-кобальтовые
Кварц-касситерит-станнин-сфалерит-халькопирит	2-5	285-200	Касситерит-сульфидные, полиметаллические
Кварц-карбонаты-сульфосоли	4-10	225-150	Полиметаллические, золото-серебряные
Буланжерит-джемсонит-касситерит-сульфостаннаты	6-10	250-175	Касситерит-силикатно-сульфидные
Карбонат-барит-сульфиды	5-8	175-150	Полиметаллические, колчеданные
Кварц-адуляр-теллуриды и селениды	6-10	375-200	Золото-серебряные
Антимонит-бертьерит-золото-ауростибит	2-6	250-150	Золото-сурьмяные
Киноварь-антимонит-пирит	3-5	225-125	Ртутные и сурьмяные
Аргентит-пираргирит-миаргирит	I-II, 7	200-400	Золото-серебряные, полиметаллические
Миаргирит-биллингслеит	2-II	300-450	То же

оценивать нижний температурный предел образования руд. Сложность их применения заключается в правильной интерпретации происхождения "структур распада", которые могут образовываться разными способами. Примером может служить решетчатая структура срастания халькопирита и борнита, которая возникает не только в результате распада гомогенного твердого раствора, но и при более позднем замещении халькопирита борнитом.

В последние годы усилия экспериментаторов были направлены на создание геотермометров, основанных на зависимости коэффициента распределения элементов-примесей и изотопов между двумя и более равновесными фазами от температуры в соответствии с известными принципом Нернста и законом Генри. При отсутствии других примесных элементов и незначительном объемном эффекте обменной реакции образования таких пар коэффициент распределения какого-либо элемента между минералами определяется темпе-

Таблица 2

Примеры минералов и минеральных ассоциаций - индикаторов температуры образования гидротермальных месторождений

Минерал или минеральная ассоциация	T, °C	Способ оценки температуры
I. Реперные геотермометры по точкам плавления		
Висмут самородный	271	Точка плавления
Теллур самородный	430	" "
Сурьма самородная	630	" "
Свинец самородный	327	" "
Олово самородное	232	" "
Ауростибит	380	" "
Мальдонит	375	" "
II. Реперные геотермометры по фазовому превращению		
Аргентит-экантит	177	$\alpha - \beta - \text{Ag}_2\text{S}$
Киноварь-метациннобарит	481	( $\beta - \alpha - \text{HgS}$ при $p=1$ кбар)
Вуртцит-сфалерит	860-870	В системе (Zn, Fe) S
Пирротин (моноклинный гексагональный)	295-310	-
Мизргирит	195	$\alpha - \beta - \text{Ag}_2\text{SbS}_2$
Канфильтит	172	$\alpha - \gamma - \text{Ag}_2\text{SnS}_2$
III. Реперные геотермометры по пределам устойчивости		
Стефенит	175	Верхний предел
Козалит	425	" "
Sb-биллингслеит	350	" "
IV. Геотермометры, основанные на распределениях элементов-примесей между минералами		
Пирит-пирротиновый	300-650	По распределению Sn, Ni, Co
Пирит-халькопиритовый	300-550	По распределению Co
Сфалерит-галенитовый	300-700	По распределению Mn, Cd
Арсенопиритовый	300-600	По отношению As/S
Сфалерит-стевинитовый	300-650	По распределению Fe и Zn
Тетраэдрит-теннантитовый	400-500	По распределению Sb и As
Энергит-фаматилитовый	350-500	По распределению Sb и As
V. Геотермометры, основанные на распределении изотопов		
Пирит-галенитовый	200-500	Фракционирование изотопов S
Сфалерит-галенитовый	200-500	" "
Пирит-халькопиритовый	150-500	" "
Галенит-сфалеритовый	150-500	Фракционирование изотопов углерода в газовой-жидких включениях
Кварц-касситерит	150-650	Фракционирование изотопов кислорода

Минерал или минеральная ассоциация	T, °C	Способ оценки температуры
VI. Геотермометры и фугометры		
Пирит-пирротиновый	300-700	По зависимости $fS_2$ пирротина от температуры
Катьерит -линнеитовый	300-650	По зависимости $fS_2$ от состава и температуры
Сфалерит-касситеритовый	250-600	По зависимости $t$ и $fS_2$ от состава кестерита
Арсенопирит-пирит-пирротиновый	300-700	По зависимости $T$ и $fS_2$ от состава $FeAsS$ $Fe_{1-x}S$
Пирротин-магнетитовый	300-600	По зависимости $fO_2$ от $fS_2$ при заданной $t$

ратурой. Примером таких геотермометров являются геотермометры, основанные на распределении кобальта и никеля, олова между пиритом и пирротином, кадмия и марганца между сфалеритом и галенитом, селена между галенитом и сфалеритом, галенитом и халькопиритом, цинка между стивинитом и сфалеритом (табл. 2).

Многообещающими представляются также рудные геотермометры, основанные на зависимости коэффициента фракционирования изотопов кислорода, серы, углерода и других элементов между сосуществующими фазами от температуры. В качестве примера можно привести ассоциацию галенит+сфалерит+пирит, которая, согласно Дж.Смиту и соавторам, дает возможность по величине  $\delta^{34}S$  определить температуру отложения руд, содержащих эту ассоциацию. Многими исследователями в целях рудной термометрии успешно используется фракционирование изотопов серы между сосуществующими галенитом и сфалеритом, в меньшей мере пиритом и халькопиритом, пиритом и галенитом. Число геотермометров, основанных на фракционировании изотопов углерода и кислорода между сосуществующими рудными минералами, пока невелико. В этом плане обнадеживающие результаты были получены Л.П. Носиком при изучении изотопного состава углерода в газовой-жидких включениях сосуществующих галенита и сфалерита. При этом оказалось, что величина  $\delta^{13}C$  во включениях этих минералов из ряда гидротермальных месторождений не превышает 1,5%, т.е. эти минералы кристаллизовались в условиях, близких к равновесным. Метод изотопного фракционирования кислорода может быть успешно использован для оценки температуры образования гидротермальных месторождений, руды которых содержат окислы металлов. В частности, этот метод был успешно использован для определения температуры образования ассоциаций, содержащих касситерит [2]. Указанный геотермометр оказался эффективным в интервале 160-450°. Величина

( $^{180}$  кварц -  $^{180}$  касситерит) в изученных оловорудных месторождениях варьирует в значительных пределах - от 4 до 16.

Использование состава сосуществующих сульфидов в качестве геотермометров базируется на следующих основных допущениях: 1) сосуществующие минералы являются равновесными образованиями; 2) состав минералов не изменялся со времени их отложения; 3) малые концентрации элементов-примесей не оказывали существенного влияния на равновесные соотношения. Возникает вопрос, насколько сосуществующие минералы из гидротермальных руд удовлетворяют указанным требованиям, поскольку при их изучении, как правило, устанавливается определенная последовательность кристаллизации, что скорее свидетельствует о неравновесных условиях их отложения. Однако в ряде работ убедительно показано достижение равновесия между сосуществующими минералами: а) линейное распределение элементов; б) постоянство коэффициентов распределения - элементов-примесей (хотя их содержания могут изменяться от зерна к зерну). Исследованиями И.Я. Некрасова, Н.И. Безмена, П. Гхош-Дастидара с соавторами показано, что распределение микропримесей в сосуществующих сульфидах из оловорудных, колчеданных месторождений удовлетворяет этим требованиям. Дополнительная сложность в использовании состава сосуществующих минералов в качестве геотермометров заключается в том, что очень часто сульфиды вслед за их отложением достигают нового равновесного состояния. Имеются также данные, что присутствие третьего компонента изменяет зависимость характера распределения микропримесей между парой сосуществующих сульфидов. К такому выводу пришли П. Гхош-Дастидар с соавторами, исследовавшие распределение ряда элементов-примесей в пирите, пирротине, халькопирите, сфалерите и магнетите из месторождений канадских Аппалачей, и А. Мукерджи, Р. Филлип, изучившие распределение меди, кобальта и никеля в рудах и вмещающих породах докембрийского месторождения в Индии. При использовании на практике состава сосуществующих сульфидов в качестве геотермометров необходимо соблюдать определенную предосторожность. К сожалению, проверка на практике геотермометров большим фактическим материалом и использованием данных по месторождениям разного генезиса еще крайне недостаточна. В настоящее время имеются примеры удачного применения геотермометра со "скользящей шкалой", такого, как пирит-пирротиновый, основанного на распределении кобальта и никеля (колчеданные месторождения) или олова (оловорудные месторождения). Но в ряде случаев использование геотермометров такого рода приводило к чрезвычайно высоким и геологически недоверенным температурам. В качестве примера можно привести работы А.Д. Генкина по определению температур галенит - сфалеритовой ассоциации из свинцово-цинковых месторождений. Поэтому нам кажется, что наиболее надежно температуры формирования руд можно оценивать с помощью геотермометров с "фиксированной" шкалой. Равновесные ассоциации с участием рудных мине-

ралов переменного состава могут успешно служить не только для определения температур образования гидротермальных месторождений, но и для оценки летучести (или активности) летучих компонентов  $S_2$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$  и др., т.е. они являются одновременно хорошими геотермометрами и индикаторами фугитивности. Это возможно благодаря тому, что состав сосуществующих минералов определяется температурой и активностью компонентов и в моновариантных ассоциациях с участием минералов переменного состава не может изменяться независимо. Примером такой пары является пирит-пирротиновое равновесие. Распространенность сульфидов железа в рудах, неоднократное применение пирит-пирротиновой ассоциации в качестве буфера летучести в экспериментальных исследованиях открывало широкие возможности для использования ее в качестве индикатора температуры и режима серы в период минералообразования. Однако в дальнейшем было установлено, что при охлаждении пирротин легко приходит к новому равновесному состоянию, особенно в открытых природных системах, когда вследствие окисления пирротина в нем повышается содержание серы. Такое явление было описано А.Д. Генкиным в норильских рудах, когда реакционная пирротин замещался вдоль трещин и по границам зерен ассоциацией моноклинный пирротин + магнетит.

Хорошим индикатором температуры и активности серы могут оказаться минеральные ассоциации с участием арсенипирита, сульфидов и арсенидов железа в системе  $Fe - As - S$ . Практическое использование состава сосуществующих минералов рассматриваемой системы стало возможным после работы Х.Кречмара и С.Скотта. Применение арсенипиритового геотермометра на практике дало обнадеживающие результаты. Хорошее соответствие температур, определенных с его помощью для метаморфизованных руд месторождения Раджура-Дариба (Индия) и стратиформных сульфидных руд из района Шеллефте (Северная Швеция) и температур, оцененных по минеральным парагенезисам силикатов из рудовмещающих пород, установлено М.Дебом, А.К.Бэттачарией, С.Бергдундом и Т.К.Экстремом.

Одновременное определение активности серы и температуры возможно также по ассоциации сфалерит + стэннин + кестерит. Результаты его применения Е.Г.Осадчим с соавторами при оценке физико-химических параметров сульфидно-оловянных руд дали положительные результаты. В качестве буферов серы служат многие ассоциации (моносульфид-полторный сульфид или моносульфид - дисульфид металла), которые целесообразно использовать для оценки фугитивности серы при известной температуре. Примеры таких равновесий даны в табл.2. Положительный опыт их применения для оценки условий образования руд имеется в работах И.Я. Некрасова, Н.С.Бортникова, Ю.С.Бородаева и др.

Несомненно более трудной задачей является одновременное определение летучести серы и кислорода при известной температуре. В настоящее время наиболее надежным индикатором этих параметров является ассоциация пирротин-магнетит. К числу других индикаторов такого рода принад-

лежит ассоциации галенит + касситерит + тиллит, халькопирит + касситерит + стэннин и др.

Что касается оценки давления, при котором образовались гидротермальные месторождения, то, кроме известного способа гомогенизации газозо-жидких включений, все известные методы, основанные на зависимости состава минералов и минеральных ассоциаций от этого параметра, оказались малоэффективными вследствие незначительного объемного эффекта обменных реакций с участием рудных минералов. Многократные попытки привлечь для этой цели трехфазную ассоциацию сфалерит + пирит + гексагональный пирротин не привели к желаемым результатам главным образом из-за того, что эта ассоциация редко является равновесной. Кроме того, состав указанных минералов, особенно сфалерита, может существенно изменяться в процессе метаморфизма первично-гидротермальных руд, а следовательно, полученная величина давления в этом случае является искаженной.

Из рассмотренного следует, что в качестве индикаторов физико-химических параметров образования гидротермальных месторождений более достоверными являются не обособленные минералы, а минеральные ассоциации. В этом плане наиболее перспективными следует считать ассоциации, в состав которых входят рудные минералы переменного состава, позволяющие одновременно определять два параметра и более.

#### Л и т е р а т у р а

1. Ивенов И.П., Покровский В.А. Исследование окислительно-восстановительного взаимодействия в водно-минеральных системах. - Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1, с. 212-216.
2. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Захарова О.Ю. и др. Систематика оловорудных месторождений Северо-Востока СССР по изотопно-кислородным данным. - Сов. геология, 1982, № 2, с. 94-105.

УДК 549.082: 543.422.8:537.533.35

#### ДИФФУЗИОННЫЕ ЗОНЫ В МИНЕРАЛАХ - ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Ю.И.Демин, Нат.Б.Сергеева

Московский государственный университет, г.Москва, СССР

Широкое проявление диффузионных процессов при формировании рудообразующих парагенезисов отмечено на месторождениях различных генетических типов [2, 3]. Особенно характерны такие явления для многостадийных гидротермальных и метаморфизованных рудных объектов. По механизму переноса вещества диффузионные зоны в минералах можно разделить на два типа: 1) возникшие в результате межфазовой диффузии в твердом состоянии; 2) сформировавшиеся при участии флюи-

дов. Размеры диффузионных зон обоих типов невелики и для их изучения необходимо применение локальных методов анализа. Авторами проведен большой объем микрорентгеноспектральных исследований, позволивший выявить и детально охарактеризовать ряд разновидностей диффузионных зон в пределах указанных двух типов. Настоящее сообщение посвящено результатам изучения зон первого типа, так как им до последнего времени недостаточно уделялось внимание.

Работы выполнялись на рентгеноспектральном микроанализаторе ЖХА-5 на кафедре полезных ископаемых геологического факультета МГУ по методике, изложенной ранее [1]. Большая часть объема исследований приходится на главные рудообразующие сульфиды: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклую руду.

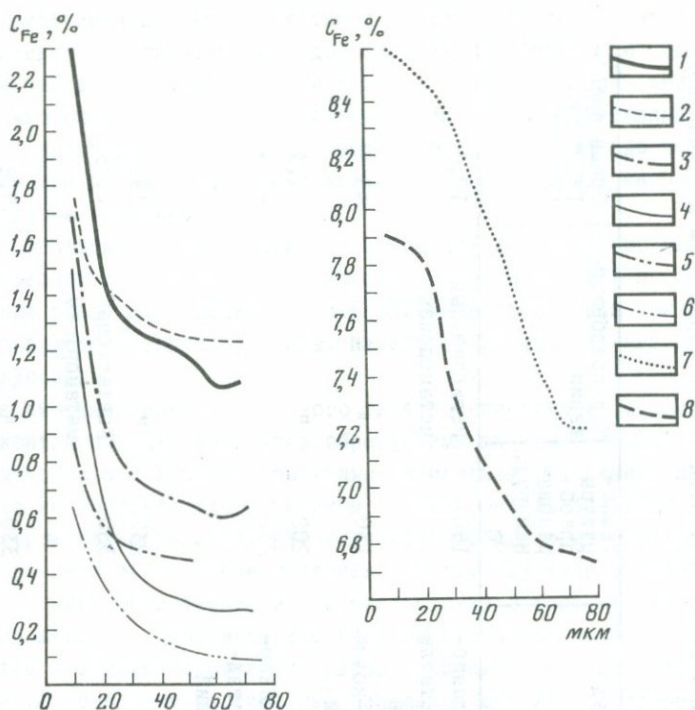
Межфазовые диффузионные зоны первого типа проявляются во взаимном обогащении контактирующих минералов образующими их компонентами. В качестве примера на рис.1 приведены кривые изменения содержания железа в сфалерите на контакте его с пиритом в рудах разновозрастных колчеданных месторождений. Очевидно, что железистость сфалерита постепенно нарастает по мере приближения к зернам пирита. Изучение железистости сфалерита в плоскости шлифов свидетельствует о том, что изолинии содержания железа в этом минерале в целом повторяют контуры крупных зерен более высокожелезистых минералов - пирита, халькопирита, магнетита. На рис.2 приведена картина распределения железа в сфалерите в плоскости шлифа медно-цинковых руд Снегирихинского месторождения (Рудный Алтай), построенная по результатам анализов, выполненных по сети Ю-Ю 0,1 мм. Очевидно, что построив графики распределения содержания железа ( $C_{Fe}$ ) по профилям, ориентированным в крест изолиниям, получим кривые, морфологически идентичные приведенным на рис.1. В случаях, когда профили будут проходить вблизи пирита и халькопирита, тенденции монотонного изменения содержания железа осложняются одним или несколькими пиками на графике  $C_{Fe}$ . Такого же рода пики могут быть вызваны зернами высокожелезистых минералов, лежащими вне плоскости шлифов.

На всех месторождениях, где были предприняты исследования, установлено аналогичное обогащение пирита медью на контакте с халькопиритом, цинком на контакте со сфалеритом и свинцом вблизи галенита. Несмотря на меньший объем исследований вариаций состава блеклых руд в контактных областях сульфидов железа и цинка, можно утверждать, что здесь также сохраняется вышеохарактеризованная закономерность обогащения контактирующих минералов образующими их компонентами.

Графики, приведенные на рис.1, однотипны и сходны с кривыми, описывающими диффузионное перемещение вещества. Поэтому мы полагаем, что охарактеризованная закономерность обусловлена встречной диффузией компонентов. Поскольку зоны рассматриваемого типа по размеру не превышают 100 мкм, то мы полагаем, что они являются результатом твердофазовой диффузии, так как при участии растворов состав диффузионных зон

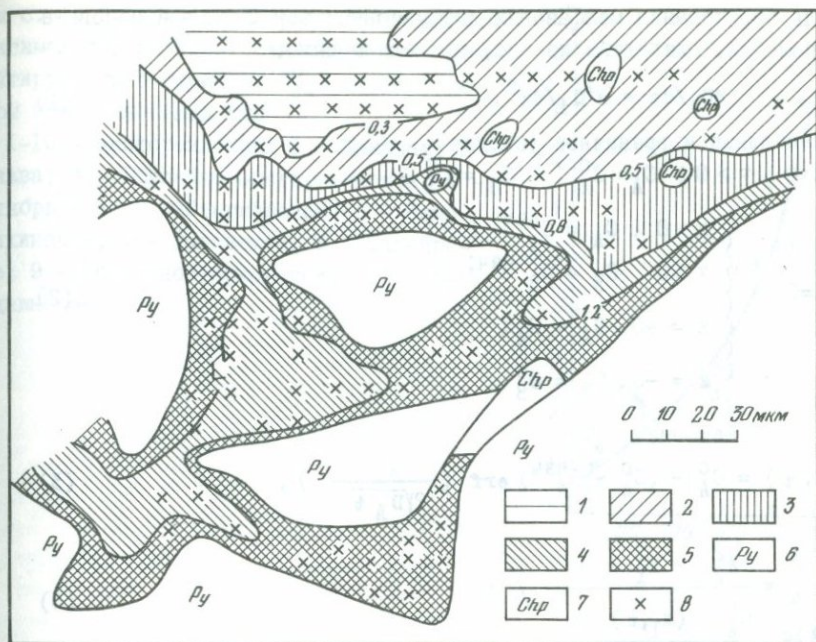
Длительность преобразования некоторых типов руд из колчеданных месторождений по параметрам диффузионных зон железа в сфелерите, контактирующего с пиритом

Месторождение	Местоположение	Возраст рудовмещающих пород	Тип руд	Температуры преобразования руд, °С	Тип преобразования	Время преобразования, млн. лет
Ханаве	Япония, о.Хонсю	Неоген (средний - верхний миоцен)	Колчеданно-полиметаллический	150	Региональный метаморфизм	17,6
Шимокава	Япония, зона Хидэка	Верхняя юра	Медно-колчеданный	150	"	43,7
Октябрьское	Южный Урал	Девон	"	200	"	57,3
Юбилейно-Снегирихинское	Рудный Алтай	Средний девон (верхний эйфель - нижний живет )	Колчеданно-полиметаллический	230	"	43,4
Анисимов Ключ	"	"	"	230	"	39,6
Шемонаихинское	"	Верхи среднего-низы верхнего д вона	"	380	Контактный метаморфизм	0,45
Рулихинское	"	"	"	330	"	7,2
Таловское	"	"	Медно-колчеданный	470	"	0,27
Таш-Ярское	Южный Урал	Средний девон	"	550	"	0,85



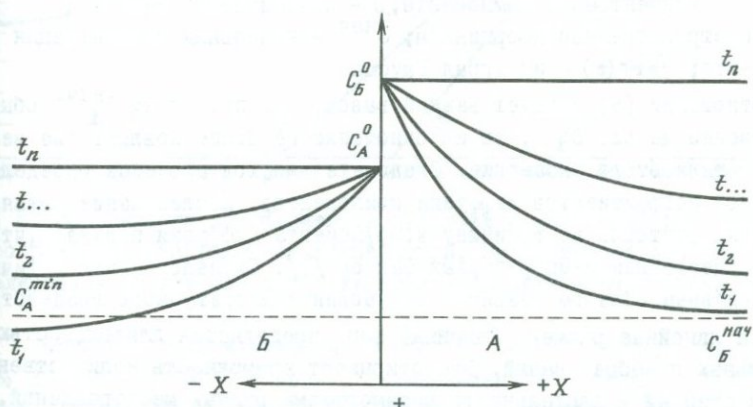
Р и с. 1. Изменение железистости сфалерита на контакте с пиритом  
 1-8 - месторождения: 1 - Шеменажхинское; 2 - Старковское; 3 - Восточностарковское; 4 - Юбилейно-Снегирихинское; 5 - Покровское (все Рудный Алтай); 6 - Октябрьское (Ю.Урал); 7 - Шаканаи (Япония); 8 - Ханава (Япония)

такого размера выравнялся бы за очень короткое время [1]. Интенсивность и степень протекания такого процесса зависят от его длительности, величины коэффициента диффузии и разницы концентрации диффундирующих компонентов в контактирующих фазах. Физическая сущность явления для изотермического случая графически изображена на рис.3. Следует подчеркнуть, что допущение изотермического процесса справедливо, так как коэффициент теплопроводности рудных минералов весьма высок (не менее  $10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с), поэтому скорость выравнивания температур в них будет на много порядков выше скорости продвижения диффузионных фронтов. Из графической схемы явления следует, что основными параметрами диффузионной зоны является значение содержаний компонентов на контакте минералов ( $C_1^0$ ) и их величины на удалении от контакта ( $C_1^{H\theta}$ ) и ширина зоны ( $L$ ). Для количественного рассмотрения явления и численного анализа параметров диффузионных зон полезно рассмотреть математическую модель процесса, изображенного на рис.3. Математическая



Р и с. 2. Распределение содержаний железа в сфалерите в плоскости шлифа медно-цинковых руд Юбилейно-Снегирихинского месторождения (Рудный Алтай)

1-5 - содержания железа в сфалерите масс. %: 1 -  $< 0,3$ ; 2 -  $< 0,3-0,5$ ; 3 -  $0,5-0,8$ ; 4 -  $0,8-1,2$ ; 5 -  $> 1,2$ ; 6 - пирит; 7 - халькопирит; 8 - точки измерения



Р и с. 3. Схема образования межфазовых диффузионных зон в изотермических условиях (для минералов А, Б, при  $t^0 = \text{const}$ )

модель образования межфазовых диффузионных зон I типа и основные соотношения, следующие из нее, приведены ниже.

$$dC_1/dt = d^2C_1/dx^2. \quad (1)$$

Начальные и граничные условия:

$$x=0; t > 0; C_A = C_A^0; C_B = C_B^0;$$

$$t = 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} x > 0, C_A = C_A^{\text{нач}}; \\ x < 0, C_B = C_B^{\text{нач}}; \\ x = +0, C_A = C_A^0; \\ x = -0, C_B = C_B^0. \end{array} \right. \quad (2)$$

Решение:

$$C_A(x, t) = C_A^0 - (C_A^0 - C_A^{\text{нач}}) \operatorname{erf} \left( \frac{x}{2\sqrt{D_A t}} \right); \quad (3)$$

$$D_A = \frac{x_2^2 - x_1^2}{4 \ln \frac{C_A'(x_1, t)}{C_A'(x_2, t)}} / t \quad (4)$$

при  $\operatorname{erf}(z) = 1$ ;

$$t = \frac{x^2}{4 D_A (1 - C_A^{\text{нач}}/C_A^0)} \quad (5)$$

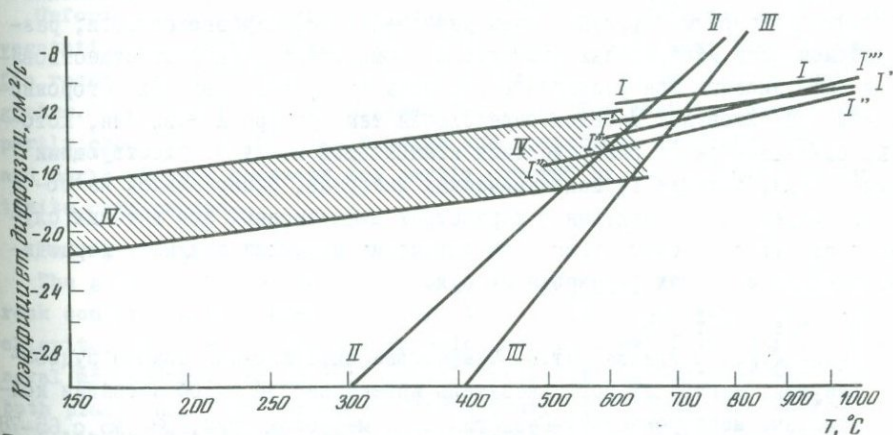
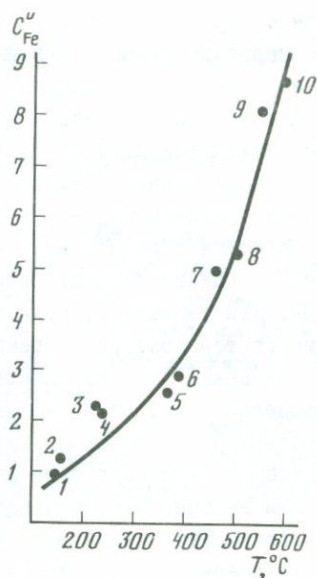
где  $C_i$  - концентрация компонента;  $D$  - коэффициент диффузии;  $x$  - пространственная координата;  $C^{\text{нач}}$  - начальная концентрация компонента;  $\int \operatorname{erf}(z)$  - интеграл Гаусса.

Из соотношений (5) следует важный вывод, что поскольку  $C_1^{\text{нач}}$  обычно существенно меньше  $C_1^0$ , то их отношение не может повлиять на величину числителя этого выражения. Следовательно, ход процесса определяется величиной коэффициентов диффузии компонентов. Исследование влияния различных факторов на величину коэффициента диффузии показало, что наиболее существенен температурный фактор [1]. Оказалось, что величина  $C_1^0$  главным образом зависит от уровня температурного воздействия на руды, а линейные размеры (ширина) зон определяется длительностью термальных преобразований. Это открывает возможность количественной оценки степени и длительности метаморфизма рудных месторождений.

Даже микросондированием определить  $C_1^0$  невозможно, так как непосредственно на контакте зондом будет захватываться соседний минерал. Однако  $C_1^0$  можно определить по экспериментальным графикам распределения компонентов в пределах диффузионных зон, экстраполируя их в область контакта минералов. На рис. 4 нанесены  $C_{\text{Fe}}^0$  сфалерита на конта-

Р и с. 4. Эмпирический график зависимости максимальной железистости сфалерита, контактирующего с пиритом ( $C_{Fe}^0$ ) от температуры преобразования руд

I-10 - месторождения: I - Шаканаи; 2 - Ханави; 3 - Юбилейно-Снегирихинское; 4 - Октябрьское; 5 - Старковское; 6 - Шемонахинское; 7 - Таловское; 8 - Таш-Ярское; 9 - Восточностарковское; 10 - Холоднинское



Р и с. 5. Зависимости коэффициентов диффузии компонентов рудо- и породообразующих минералов от температуры. Экспериментально полученные величины коэффициента диффузии железа в оливине различного состава

I-I - оливин с содержанием Fe 40 масс.%; I'-I' - оливин с содержанием Fe 30 масс.%; I''-I'' - оливин с содержанием Fe 10 масс.%; I'''-I''' - оливин с содержанием Fe 5 масс.%. Зависимость коэффициента диффузии свинца в галените (II-II) и железа в магнетите (III-III) от температуры. IV-IV - предполагаемое поле коэффициентов диффузии железа в сфалерите при различных температурах

кте с пиритом для ряда колчеданных месторождений, по которым известны температуры преобразования руд. Этот эмпирический график свидетельствует о четкой тенденции возрастания  $C_{Fe}^0$  по мере повышения уровня термального преобразования руд. Построить аналогичные диаграммы для других минералов пока не удалось из-за неполноты имеющихся в нашем распоряжении данных. Тем не менее уже сейчас можно сказать об аналогичной корреляции  $C_{Cu}^0 - T$  в галените, контактирующем с халькопиритом.

Хочется обратить внимание на принципиальную возможность количественной оценки длительности метаморфизма по параметрам диффузионных зон. Действительно, если знать функцию зависимости коэффициента диффузии от температуры и температуру преобразования руд, то по графику  $C - x$  можно было бы определить длительность протекания диффузионного процесса. Используя математическую модель процесса и ранее составленную авторами диаграмму (рис. 5), можно рассчитать длительность преобразования руд ряда месторождений. Конечно, вычисленные таким образом величины носят предварительный характер. Однако с получением экспериментальных зависимостей  $D(T)$  подобные расчеты позволят строго и оперативно оценивать такой столь важный фактор метаморфизма, как его длительность.

Очевидно, что изучение диффузионных зон является полезным дополнительным критерием в установлении равновесности, неравновесности, одновременности минеральных ассоциаций. Помимо того, сам факт существования диффузионных зон различного генезиса требует повышенной осторожности в использовании методов определения температуры и давления, которые основываются на распределении компонентов между сосуществующими минералами, а также термодинамических диаграмм, базирующихся на составе минералов. Сведения о параметрах диффузионных зон в таких случаях являются необходимыми для получения надежных данных о термодинамических условиях формирования руд.

#### Л и т е р а т у р а

1. Демин Ю.И., Сергеева Нат.Е. Межфазовые диффузионные зоны в рудообразующих минералах как показатель интенсивности преобразования колчеданных месторождений.—Геология руд. месторождений, 1981, №5, с.65-78.
2. Сахарова М.С. и др. Диффузионные явления и новообразование минералов при взаимодействии халькопирита с сульфидами железа в области температур 250-600°C.—Докл. АН СССР, 1970, т. 203, с. 101-108.
3. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова Т.И. и др. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 435 с.

PETROLOGY, MINERALOGY, AND ORIGIN OF THE FERAGEN ULTRAMAFIC BODY.  
SOR-TRONDELAG, NORWAY

A.C. Moore, I. Hultin

P.O. Box 2695, Sydney, N.S.W. 2001, Australia, I. Hultin Boks 83,  
1320 Stabekk, Norway

In the southern part of the Trondheim basin there are found a large number of ultramafic bodies which crop out between Feragen in the east and Otta in the west. They are generally regarded as being serpentinite masses of Caledonian intrusive rocks and are located near the lower boundary of the Cambro-Silurian sequences and the Eocambrian Formation.

Some of the outcrops are partly rich in chromites.

Detailed mapping of the Feragen body was done by Du Rietz and Hultin. Their data are incorporated in this article. The Feragen body has been chosen for the more detailed studies, because a relatively high proportion of rocks are not completely serpentinitised.

#### Geological Setting

The Feragen body is situated 25 km east of Roros and crops out over an area of 15 km<sup>2</sup> in fairly rugged terrain.

Unfortunately exposures are poor, partly near contacts, because of vegetation and rubble cover. In the south and south-east the ultramafic rocks are in contact with late Precambrian (Eocambrian) augen-gneiss. The contact is not exposed (Fig. 1). The eastern contact is partly obscured by the lake Roragen and Quaternary deposits. The north and north-eastern contacts are partly covered by the Devonian serpentinite conglomerate.

#### Petrography and Mineralogy

The greater part of the body has been serpentinitised to a massive rock consisting of fine-grained, platy serpentine and minor magnetite, chlorite, talc, and carbonate in which no textures of the earlier mineral assemblages can be recognised. Cross-cutting bands of serpentine, both platy and, less commonly, fibrous, are also found. The degree of serpentinitisation is variable and irregular but is most complete near the contacts. In the southwest, parallel to and along the contact with the Roros schists, a narrow zone, approximately 20 cm wide, of banded chlorite-rich serpentinite schist has been developed. A magnetite-rich serpentinite is found in the southeastern part of the body, near the contact with the augen-gneiss in which magnesite forms clusters of anhedral crystals evenly disseminated through the serpentinite, as well as in cross-cutting veins.

Towards the geographic centre of the body, east of the Storhogda metagabbroid, the degree of serpentinitisation is less pronounced and primary silicates can be recognised. The rocks are layered (Fig. 1) with the layering defined by varying proportions of the major primary

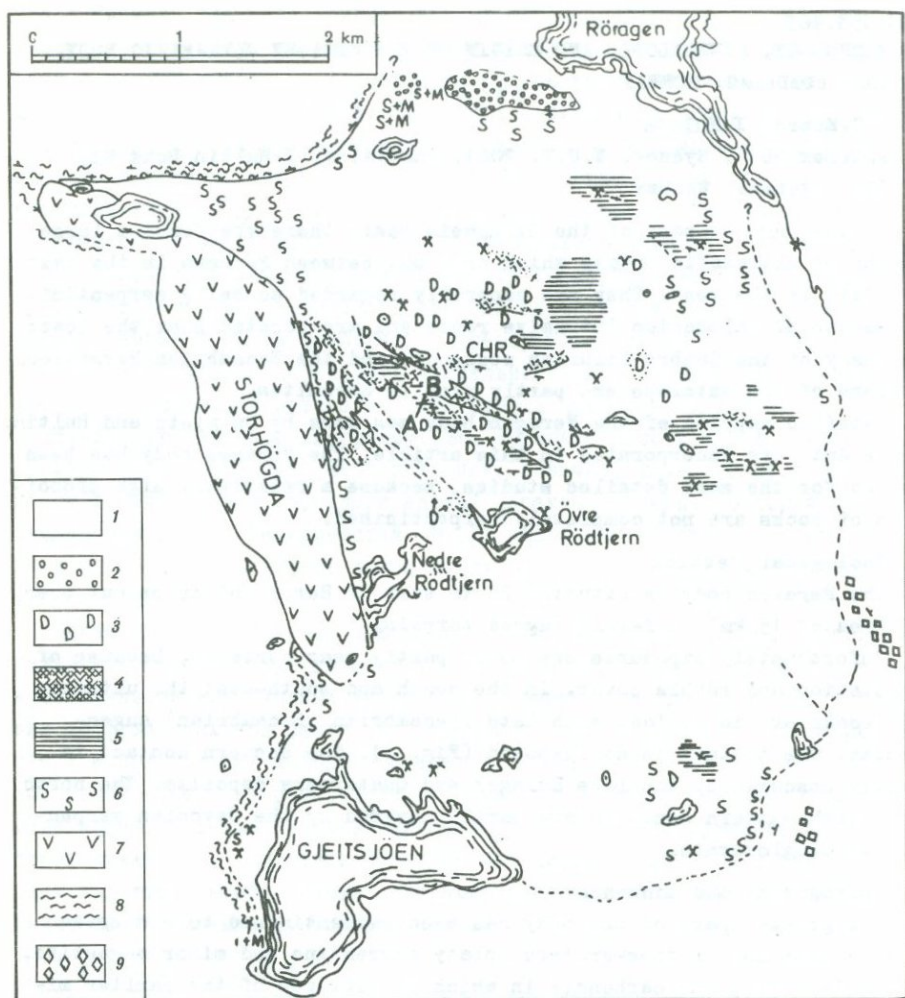


Fig. 1. Geological map of the Feragen ultramafic body

1 - overburden; 2 - serpentinite conglomerate (devonian); 3 - dunite; 4 - peridotite; 5 - interlayered rocks; 6 - serpentinite; 7 - metagabbro; 8 - schist (Rörös schist); 9 - augen gneiss (eocambrian); T - talc; M - magnesite; S - serpentine; X - mine or digging; CHR - chrommalmhögda

minerals: olivine, pyroxene, and chromite. Contacts between layers tend to be sharp and individual bands can be traced for distances up to several hundred metres. However, it can be shown that the bands thin out and terminate and are more correctly described as elongate, inter-fingering lenses. In a few places the layering appears to be folded. This is particularly evident where fine chromite bands are tightly folded into mesoscopic folds in dunite. No structural analysis of the

feragen body has been carried out, but it is clear that there are many features present which are similar to those described in deformed alpine-type peridotites elsewhere. In some areas the layering is on a scale too fine to be mapped and such parts are termed interlayered rocks in Fig. 1. The layering strikes essentially northwest with vertical or steep dips. The more extensive chromitite layers, ranging from a few millimetres to 15 cm in width, have a consistent orientation parallel to the overall layering but some small, cross-cutting chromitite veins occur and some bands bifurcate. These smaller veins have variable orientations, but most are parallel or subparallel to larger NE- and NNW-trending joints and faults along which serpentinisation is often locally more intense.

Serpentine and chlorite are always present in variable amounts in all rocks, but if one considers the areas where the primary silicates dominate and excludes their alteration products, then it can be said that olivine is the dominant phase in the layered rocks. It may make up as much as 98% (volume) of the rock, producing dunite. In other layers olivine makes up to 50% of the primary silicates, the other minerals being clinopyroxene, orthopyroxene, chromite and, rarely, phlogopite. Rock types, therefore, range from lherzolite to harzburgite and chromitite. The latter have relic olivine as the only recognisable primary silicate, and serpentinisation is usually very severe. The different weathering surfaces of dunite and lherzolite make it relatively easy to distinguish these rocks in the field. Boundaries between different phase layers are sharp, even on the scale of a thin primary silicate from a magma. However, this layering has been partly disrupted and tectonised, forming the lens-like bands now observed. Similar features have been observed in deformed layered igneous bodies elsewhere [3].

#### Chrome Ores

These occur in serpentinised dunites and consist, or consisted, of massive bands of even thickness: as irregular, compact lenses, or as several regular, parallel chromitite layers each only millimetres thick. Ore horizons are variable in size and have been recorded as bands up to 280 m long, 60-80 m deep, and with a maximum width of 1.5 m (Redtjern-gruva). The larger chromitite layers dip at  $110^{\circ}$ - $070^{\circ}/50^{\circ}$ - $80^{\circ}$  and are essentially concordant with the phase boundaries between dunite and peridotite. The chromitite lenses have long axes parallel to the strike of the bands. The maximum recorded size is 50-60 cm long and 20-25 cm wide. Because of an apparent relationship between the grain-size of the chromite and the richness of the ore, the ores have been divided into four types, based on grain-size.

Coarse-grained ore (Type 1). This occurs as elongate (10-20 mm by 5-15 mm), subhedral to euhedral chromite individuals which show a

distinct shape-preferred orientation. Crystals are fairly densely packed but are separated by thin layers of serpentine and chlorite. Larger chromite crystals are euhedral but have slightly rounded edges. A few such ores show distinctly when the interstitial silicate material becomes substantial. These structures indicate also that chromites at the base (footwall) of chromitite layers are considerably smaller more subhedral, and have more strongly rounded grain-boundaries compared with individuals elsewhere. Moreover, the ore becomes less massive at the base. The transition between small and large individuals in the chain-structure is sharp. Chromite grains commonly contain euhedral to rounded olivine inclusions which are, in most instances, partly or completely altered to serpentine. Ore of this type is found at Rodtjerngruva, Lergruva and Skalgruva, among others.

Medium-grained ore (Type II). This is less massive than Type I and consists of subhedral chromite grains, 0.5-3.0 mm in size with no preferred orientation. The relic olivine and serpentine pseudomorphs separating the chromite grains have grain boundaries which intimately follow those of the chromites with which they are in contact, and the chromites often have concave margins and well-rounded edges. They commonly contain oval to subhedral serpentinised olivine inclusions and are surrounded by thin zones of chlorite and serpentine. As a rule the ores of this type occur as 3-15 cm thick bands which are found in various parts of the area. It is the common ore at Gjetsjogruva.

Fine-grained ore (Type III). This consists of rounded (ovoid) grains of chromite, 0.05-0.5 mm in size, which have a distinct shape-preferred orientation similar to Type I. This gives the rock a distinct parallel structure which is readily seen in hand specimens. In situations where there are numerous parallel, millimetre-thick layers, the interstitial matrix is exclusively serpentinised olivine. This olivine may contain many chromite inclusions whereas olivine is seldom found as inclusions in the chromite of the veins. Similar veins are found throughout the whole of the Feragen area.

'Leopard ore' (Type IV). This type of ore (also termed nodular, grape, bean or shot ore) is well-known from alpine-type ultramafic bodies. In a quarry some 300 m east of Rodtjerngruva the remains of a large lode of this ore type have been found. The ore consisted of massive chromitite in a dyke-like zone trending approximately north and dipping 70°-80° east. The remains indicate that this zone terminated with the development of large drop-shaped (ellipsoidal) chromite grains which are surrounded by olivine, serpentine, and chlorite. Most chromite ellipsoids are oriented such that their longest axes are parallel to the lode strike. The dyke has a width of 30-40 cm with relatively large ellipsoids (35 mm by 22 mm) with very smooth and regular surfaces. The distances between individuals decrease towards the

centre of the 'dyke' and at the footwall of the ore body the concentrated chromite forms a chain structure. The transition to this structure is more gradual than that in Type I. Elsewhere similar structures are developed but the chromite ellipsoids are noticeably smaller (8-10 mm by 5-6 mm), their surfaces are less regular, and they are surrounded by numerous small chromite crystals.

A possible variant of this ore is the type of chromite concentration found in the central part of Chrommalmhogda. Here are found numerous parallel chromite bands, 5-10 mm thick, striking  $340^{\circ}$  and dipping steeply east. They consist of 1-3 mm ellipsoid chromite crystals, orientated as in Types I and III, and at regular intervals they are interrupted by concentrations of large ellipsoidal chromites. These are about 14-17 cm by 7-9 cm with the distances between ellipsoids varying from 50 cm to 70 cm. The long axes of the ellipsoids are parallel to the strike of the layers and the transition from chromitite layers to ellipsoidal concentrations is very sharp. The ellipsoids are less massive than those in normal Leopard ore and they may contain highly serpentinised olivine inclusions which form irregular, concave polygons.

#### Primary Mineralogy

There is very little regular variation in the minerals in rock samples taken from the different layers along the profile A-B, nor, indeed, in samples taken elsewhere from the Feragen body. For this reason the minerals are dealt with individually rather than with the associated rock types. Optical studies have been made on minerals from a large number of different locations, but chemical analyses are restricted to samples collected along the profile A-B, or to outcrops very near this section, in the vicinity of Leighruva. The refractory magnesian silicates and chromites are considered to represent primary phases which have crystallized from a magma. This assumption is justified by the presence of the fine-scale phase layering and by the relative distribution of minerals. In some periodotite samples subhedral orthopyroxene has been observed, and such textures are most likely to be derived by crystallization from a magma.

Olivine. This is found as anhedral to subhedral crystals in dunite or as rounded or polygonal, equidimensional fractured grains in dunite and peridotite, which are always partially or completely altered to serpentine along grain boundaries and fractures. Some contain inclusions of euhedral chromite crystals. Most olivine grains have strain shadows, and the development of deformation lamellae and kink-bands is very common. No detailed work on the orientations of these has been carried out, but individual crystals may show several such bands with kink-band boundaries approximately parallel to (100) and, to a lesser extent, (001). Analyses (Table I) show that the olivines are highly

Table 1  
Analyses of primary silicate minerals

A. Olivines						
Sample	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	41.40	41.52	41.36	40.77	41.26	41.40
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.06	0.04	0.04	0.11	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	7.19 x	7.18	7.54	8.94	7.04	3.91
MgO	51.14	51.50	51.07	50.52	50.93	53.92
MnO	0.00	0.10	0.13	0.16	0.14	0.07
CaO	0.00	0.10	0.13	0.13	0.16	0.12
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.23	0.26	0.21	0.22	0.20	0.36
SUM	100.0	100.72	100.49	100.78	99.85	99.81

Number of ions on basis of : 4 oxygens

Si	1.001	0.999	0.999	0.969	1.000	0.992
Al	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.001
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>						
Mg	1.844	1.848	1.838	1.828	1.841	1.926
Fe <sup>2+</sup>	0.145	0.145	0.152	0.181	0.143	0.078
Mn		0.002	0.003	0.003	0.003	0.001
Ca		0.003	0.003	0.003	0.004	0.003
Ni	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.007
Cr						
Fe	92.7	92.7	92.4	91.0	92.8	96.1

N.A.: Not analysed. x Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> calculated to achieve charge balance. Analyses are averages of between 3 and 13 grains per sample.

magnesian but with a limited compositional range: approximately Fe<sub>90.7-96.1</sub>. The more magnesian varieties are in the chromitite bands. Scans across individual grains have not revealed any detectable zoning.

Pyroxenes. Both orthorhombic and monoclinic pyroxenes are present in peridotites of the Feragen body, although it is often difficult to distinguish between them in thin sections because of the high degree of alteration. This makes it difficult to give accurate estimates of the proportions of each. However, even in some severely altered samples the clinopyroxene exsolution lamellae remain, although the orthopyroxene host has been completely serpentinised, and this allows for reco-

A.Olivines

Sample	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	40.93	40.17	41.13	41.39	41.83	41.21
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.15	0.05	0.10	0.15	0.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	9.15	7.23	8.22	7.31	7.99	6.56
MgO	50.19	52.78	50.16	50.74	49.73	51.36
MnO	0.07	0.08	0.13	0.12	0.10	0.08
CaO	0.14	0.00	0.16	0.10	0.13	0.11
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.21	0.20	0.22	0.20	0.17	0.21
SUM	100.80	100.62	100.09	99.99	100.13	99.64

Number of ions on basis of : 4 oxygens

Si	0.993	0.970	1.000	1.003	1.015	0.999
Al	0.003	0.004	0.001	0.003	0.004	0.003
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>						
Mg	1.815	1.901	1.819	1.832	1.799	1.856
Fe <sup>2+</sup>	0.186	0.146	0.167	0.148	0.162	0.133
Mn	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002
Ca	0.004	0.000	0.004	0.003	0.003	0.003
Ni	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004
Cr						
Po	90.7	92.9	91.6	92.5	91.7	93.3

Sample numbers refer to sample locations given in Fig. 2.

gnition of the existence of former pyroxenes. This is contrary to the views of Du Rietz. Contacts between lherzolite and dunite are generally sharp but in some areas a narrow zone (3-5 cm wide) is present in which relic orthopyroxene is the only pyroxene present.

Analyses of the pyroxenes (Table 2) indicate that they are magnesian and contain relatively high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (4% and 0.6% respectively).

Chromites. Although all chromites examined have been either partially or completely altered, those in the less serpentinised rocks retain their original morphology and have large areas which remain unaf-

fectured by alternation. Subhedral to euhedral crystals with very little marginal alteration are commonly found as inclusions within olivine crystals. Most chromite occurs as sub- to anhedral, discrete crystals which have one or two narrow zones of chrome-poor, iron-rich secondary spinel minerals around a relic core zone.

These core zones are considered to represent the primary chromite which is in chemical equilibrium with the surrounding olivine and pyroxene. Such zones are orange-brown to deep red in transmitted light and in reflected light they are dark grey to grey-brown with reddish-brown internal reflections. They are completely isotropic.

Chemical analyses of various chromite core zones are given in Table 3. The samples from the area near Leighgruva are in close agreement with partial analyses by Hultin of chromites from other localities (including Rodtjerngruva, Gjetsjogruva, Lergruva, and Skalgruva. These analyses indicate a range in the compositions of the chromites which is not related to alteration, the modal proportion of chromite present nor, apparently, to the associated rock type, although the chromites found in peridotite have the lowest Cr/(Cr + Al) ratios and the highest aluminium contents. All chromites have low TiO<sub>2</sub> contents, and variations in the amount of Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> greatly exceed variations in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. These are features typical of chromites from alpine-type peridotites /14/. Scans across individual core zones failed to reveal any cryptic variation within these zones, and only in the optically identifiable outer zones were chemical changes recognised. Thus the boundaries between cores and marginal zones are sharp.

#### Secondary Mineralogy

This section deals with minerals which have formed as a result of alteration of the primary minerals discussed above.

Serpentine. - The greater part of the Feragen body can be described as serpentinite. The serpentine minerals are found in essentially two different habits: either as fine blade-like or apparently fibrous crystals which pseudomorph and replace earlier minerals or else as cross-cutting veins.

That which replaced the earlier minerals (olivine and pyroxene) was identified by Hultin as antigorite on the basis of optical properties, and this has been confirmed by analyses of samples from the Leighgruva profile (Table 4), using the chemical differences established by Whitaker & Wicks. In this section most of the serpentine is grey brown and has replaced pyroxene and olivine along grain boundaries and cleavages or fractures. Where the process has gone to completion, the former texture is still recognisable as regards the specific orientation of the serpentine blades which allow one to identify the olivine pseudomorphs between crossed polars. The outlines are commonly empha-

Table 2

## Analyses of primary silicate minerals

Sample	Clinopyroxenes			Orthopyroxenes		
	4	7	13	4	7	13
SiO <sub>2</sub>	52.81	52.55	52.50	54.80	54.85	54.94
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.07	0.06	0.05	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.22	4.13	4.40	4.39	3.82	3.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	0.01	0.36	1.30	2.07	1.95
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.74	0.67	0.82	0.11	0.59	0.61
FeO	1.15	1.71	1.66	4.74	3.95	4.18
MgO	17.35	17.00	16.67	33.44	33.36	33.54
MnO	0.10	0.10	0.13	0.12	0.19	0.20
CaO	22.95	22.83	23.83	0.78	1.44	1.15
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.33	0.17	0.02	0.03	0.01
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM	100.72	99.40	100.61	99.75	100.31	100.46
Number of ions on basis of : 6 oxygens and 4 cations						
Si	1.897	1.911	1.894	1.892	1.888	1.888
Al	0.179	0.177	0.187	0.179	0.155	0.158
Ti <sub>3+</sub>	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000
Fe	0.026	0.000	0.010	0.034	0.054	0.050
Mg <sub>2+</sub>	0.929	0.922	0.897	1.721	1.712	1.718
Fe	0.035	0.052	0.050	0.137	0.114	0.120
Mn	0.003	0.003	0.004	0.004	0.006	0.006
Ca	0.883	0.890	0.921	0.029	0.053	0.042
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.021	0.019	0.023	0.003	0.016	0.017
En	50.3	49.5	48.0	91.2	91.1	91.4
Wo	47.8	47.7	49.3	1.5	2.8	2.3

sised by small grains of magnetite, which is also found along the central zones of fractures where the serpentine has extended into the mineral which has been partially replaced. A possible second generation of individual, colourless plate-like crystals of antigorite is also found and these have no specific orientation relative to the former texture. The characteristic mesh-texture of serpentinites has not been recognized in these rocks.

Apart from the serpentine pseudomorphs after the primary silicate minerals there are also numerous cross-cutting serpentinite bands and lenses of variable size, from microscopic to several tens of metres in

Table 3

## Analyses of chromites (core zones only)

Sample	1	2	3	5	6
SiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.07	0.07	0.09
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.14	0.22	0.28	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.91	14.19	20.56	20.16	15.72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.52	55.49	48.73	48.26	54.07
x Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.48	0.97	1.08	2.87	3.54
x Fe	21.10	18.85	17.51	14.86	11.08
MnO	0.66	0.71	0.47	0.41	0.48
MgO	7.31	9.51	11.47	13.21	15.22
CaO	0.40	0.37	0.11	0.10	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.10	0.13	0.20	0.22	0.22
SUM	100.64	100.39	100.42	100.44	100.59

## Number of ions on the basis of : 4 oxygens and 3 cations

Si	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003
Ti	0.003	0.003	0.005	0.006	0.003
Al	0.276	0.542	0.755	0.733	0.574
Cr	1.568	1.423	0.201	1.178	1.325
xFe <sup>3+</sup>	0.147	0.025	0.027	0.070	0.087
xFe <sup>2+</sup>	0.598	0.511	0.457	0.384	0.287
Mn	0.019	0.020	0.012	0.011	0.013
Mg	0.369	0.460	0.533	0.608	0.703
Ca	0.015	0.013	0.004	0.003	0.001
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.003	0.003	0.005	0.005	0.005
SUM	3.000	3.001	3.001	3.001	3.001
Cr/Cr+Al	0.85	0.72	0.61	0.62	0.70
Mg/Mg+Fe	0.38	0.47	0.54	0.61	0.71
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>3+</sup>					
+Cr+Al	0.07	0.01	0.01	0.04	0.04

Analysis key: 1. Lizardite or chrysotile: apparently fibrous; along fractures and olivine grain boundaries. Dunite 8. 2. Lizardite or chrysotile: apparently fibrous; entirely within fracture in chromite. Dunite 5. 3. Antigorite : platy, radiating crystals. Peridotite 4.

length and up to 30 cm wide. These were recognized by Du Rietz and Hultin. Du Rietz stated that they are 'almost certainly late in origin and probably originated during the maximum folding of the region or during overthrust movements towards the southeast. Hultin identified two separate phases of faulting and jointing development within the

Sample	7	8	9	10	12
SiO <sub>2</sub>	0.03	0.06	0.14	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.07	0.20	0.06	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.10	24.16	26.06	20.70	11.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37.38	45.31	41.13	48.34	58.21
xFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.16	2.26	3.68	2.20	3.00
xFe	15.70	13.91	14.37	16.79	15.38
MnO	0.04	0.31	0.35	0.47	0.54
MgO	13.98	14.20	14.36	11.74	11.44
CaO	0.02	0.14	0.01	0.16	0.23
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.10	N.A.	0.17	0.09	0.05
SUM	100.61	100.42	100.48	100.55	100.01

Number of ions on the basis of : 4 oxygens and 3 cations

Si	0.001	0.002	0.004	0.000	0.000
Ti	0.002	0.002	0.005	0.001	0.002
Al	1.077	0.859	0.919	0.758	0.424
Cr	0.865	1.081	0.973	1.187	1.497
xFe <sup>3+</sup>	0.050	0.054	0.087	0.054	0.077
xFe <sup>2+</sup>	0.386	0.351	0.360	0.436	0.418
Mn	0.001	0.008	0.009	0.012	0.015
Mg	0.612	0.639	0.640	0.543	0.555
Ca	0.001	0.005	0.000	0.005	0.008
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.002	0.000	0.004	0.002	0.001
SUM	3.000	3.000	3.002	2.999	2.998
Cr/Cr+Al	0.45	0.56	0.51	0.61	0.78
Mg/Mg+Fe	0.61	0.65	0.64	0.55	0.57
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>3+</sup>					
+Cr+Al	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04

4. Antigorite; part of network in serpentinised dunite 11. 5. Antigorite: outer part of cross-cutting serpentine vein. Dunite 11. 6. lizardite or chrysotile: inner zone of cross-cutting serpentine vein (see analysis 5).

Peragen body. These resulted in fault and joint surfaces in two almost mutually perpendicular directions. Along these surfaces asbestiform serpentine was produced. The earlier surfaces strike 320-360° and dips vary from 50°E to 60°W (i.e. they have the same dips and strikes as the serpentinite bands within the ultramafic rocks). The younger de-

formation produced almost vertical surfaces with essentially east-west strike, but there are fewer dislocations in this direction than the former. They have taken place after the development of the serpentinite bands and lenses because these are often slightly displaced in an east-west direction, as are some of the chromitite bands.

Analyses have been made of serpentine minerals making up one of the small cross-cutting veins in a partly serpentinitised dunite. This vein, like many others, appears to be made of two components, which can be identified optically. The analyses (Table 4) indicate that the serpentine forming the outer part of the vein, as blade-like crystals elongate at right angles to the vein boundary, is antigorite of a different composition (lower Fe and Al) to that in the remainder of the rock. The inner part of the vein, of platy crystals, is lizardite or chrysotile.

Chlorite. Chlorite forms only a small proportion of the minerals present except for a 15-20 cm wide chlorite-rich, banded serpentinite in the south-western part of the Feragen body, along the contact with the metamorphosed Camro- Silurian sediments. This chlorite has been identified optically as penninite by Hultin, who also recognized chrome-chlorite elsewhere in the intrusion. The chrome chlorite is found as pseudo-hexagonal blades (up to 10 mm in cross-section) and as fibre-like individuals in serpentinitised peridotite and chromitite. Identification was based on colour and pleochroism (: pale red; = : pale red to colourless), refractive indices, and X-ray diffraction data. Unfortunately no analyses are available.

In samples taken from the Leighgruva traverse (Fig. 2) chlorite was found only in serpentinitised peridotite and chromitite, never in dunite, and typically occurs as corona-like structures around altered chromite grains. There appear to be two varieties of chlorite present, distinguished on the basis of their interference colours. Completely surrounding the altered oxide and separating it from serpentine or relic primary silicate minerals is a colourless chlorite (Chlorite A) with very low interference colours: apparently isotropic or blue-grey to 'Berlin Blue'. This rim is of variable width, up to 1 mm, and the wider rims occur in association with larger and/or more altered chromite grains. The second variety (Chlorite B) occurs in some sections as a partial rim between the oxide and Chlorite A with a direct contact against the altered chromite, or it may be completely within the oxide. It is colourless but has brownish-grey interference colours. Crystals are smaller than Chlorite A and form partly radiating clusters or wedged-shaped laths (length slow). Analyses of these chlorites (Table 5) reveal that they are unexpectedly low in chrome and that there is significant difference in the Mg, Al, and Si contents of different samples. However, there does not appear to be a simple relationship between interference colour and chemical composition.

The textural relationships suggest that the chlorite rims developed

Table 4

## Analyses of serpentine minerals

Analysis	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	36.95	41.58	43.13	42.71	43.74	41.24
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.35	1.20	1.28	0.27	0.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.56	3.21	3.56	2.17	1.65	3.20
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.08
MgO	41.75	41.37	39.23	40.17	39.52	40.09
CaO	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.12
SUM	85.91	87.16	87.18	86.35	85.23	84.98
Number of ions on the basis of: 14 oxygens						
Si	3.831	3.910	4.029	4.003	4.130	3.971
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.024	0.039	0.132	0.141	0.030	0.012
Cr <sub>2+</sub>	0.033	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.286	0.252	0.278	0.170	0.130	0.258
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007
Mg	5.967	5.798	5.461	5.611	5.561	5.752
Ca	0.000	0.007	0.004	0.000	0.000	0.014
Na	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.009
SUM	10.140	10.052	9.905	9.927	9.855	10.023

concomitantly with serpentinisation or after it, because no serpentine veins were found cross-cutting the rims.

Magnetite and Ferritchromite. In all samples examined the chromite grains show the presence of a rim of opaque material which may also be developed on either side of irregular fractures through individual grains. In transmitted light this is readily identified because of the change from translucent red or orange-brown of chromite to the opaque nature of the other oxides.

Hultin carried out detailed studies on the various oxides using hardness measurements, reflectivity, X-ray powder diffraction photographs, and some partial electron microprobe analyses. This work has shown that the opaque, high reflectance material found along fractures in and as rims around relic primary chromite consists of ferritchromite, chrome-magnetite and, in some rocks, magnetite. There is commonly a zonal arrangement such that the zone poorest in chrome is nearest to the silicate matrix. In serpentinites and in serpentinised

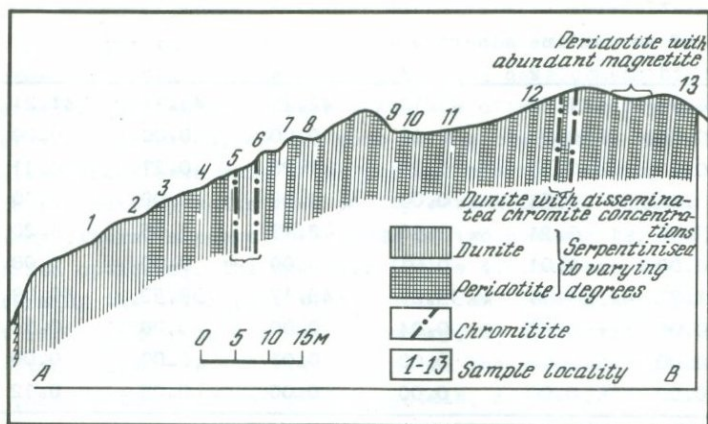


Fig. 2. Profile across layers of dunite, peridotite and chromitite in the vicinity of Leighgruva. The section A-B is given on Fig. 1.

peridotite from the Leighgruva area it is not possible to identify any remaining primary chromite, and the zonal arrangement is best developed in partly serpentinised dunites. In chromitite layers and in the 'leopard ore' the zones are only weakly developed. Analyses of ferrit-chromite and magnetite are given in Table 6. Similar results have been presented by Hultin. Boundaries between the zones are relatively sharp and easily identified in reflected light, but within any zone slight variations in the proportions of major elements are found. In general, there is a decrease in  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , and  $\text{MgO}$ , and a large increase in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  from core (chromite) through the zones to the outermost rim, which is either chrome-magnetite or magnetite. Where electron microprobe traces have been made across zoned chromites, the optically distinct boundary between chromite and ferrit-chromite is shown to be chemically distinct, especially with respect to  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , which shows a dramatic decrease (from approx. 20 to 4 wt %).

The development of opaque rims with higher reflectance than the primary chromite is well established in both alpine-type and stratiform ultramafic rocks [4]. Typically they have been regarded as the product of hydrothermal alteration of primary chromite to produce diffusion controlled chromite zoning. A similar conclusion was reached for the ferritchromite/chrome magnetite development in the Feragen body by Hultin.

Ulmer has indicated that another mechanism for the formation of ferritchromite and magnetite rims may be operative where there is a lack of associated aluminous silicates, namely the aqueous mobilization of chromium during serpentinization. If the altered chromites of Feragen are examined in the light of this work, it is apparent that

Table 5

Analyses of chlorites associated with altered chromite

Analysis	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	30.87	33.85	31.66	34.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.84	14.52	18.02	11.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.35	0.24	0.22
x FeO x	3.77	3.30	3.26	3.71
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	32.21	35.38	35.02	36.79
CaO	0.04	0.10	0.06	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.00	0.03
TiO	0.04	0.04	0.03	n.a.
SUM	87.97	87.56	88.29	86.67

Number of ions on basis of : 28 oxygens, 16(OH)

Si	5.76)	6.34)	5.89)	6.58)
	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	2.24)	1.66)	2.11)	1.42)
Al	2.34	1.55	1.84	1.09
Cr	0.03	0.05	0.03	0.03
Fe x	0.59	0.51	0.50	0.58
Mg	8.96	9.88	9.71	10.41
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01
Na	0.00	0.01	0.00	0.01
Ni	0.01	0.01	0.00	0.00

FeO<sup>x</sup>Fe<sup>x</sup> : total iron calculated as FeO and Fe<sup>2+</sup>TiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O are below detection limits.

n.a.: not analysed.

Analysis key: 1. Chlorite B, in contact with altered chromite. Peridotite 4. 2. Chlorite B, enclosed entirely by altered chromite. Peridotite 7. 3. Chlorite A, enclosing chlorite B (analysis 1). 4. Chlorite A, surrounding completely altered chromite. Peridotite 4.

two types of alteration are present. The disseminated chromite grains of serpentinised dunites show the typical zonal arrangement described by Hultin which is similar to that found in other alpine-type ultramafic bodies. The textures and zonal arrangements are essentially the same as those described by Ulmer in which subhedral to slightly rounded cores of chromite are surrounded by a rim of ferritchromite and an outer rim of magnetite. Chlorite is absent. On the other hand, disseminated altered chromite in the peridotites of Feragen is typically surrounded by chlorite, thus conforming to the type of alteration described by Golding & Bayliss, Beeson & Jackson [4]. It can be seen that the chlorites analyzed (Table 5) are low in chrome, but this may be

because the electron beam was deliberately sited at points away from the opaque oxide to avoid fluorescence and overlap effects. Golding & Bayliss pointed out that chrome is lacking in chlorites around chromite which they examined except for a narrow width of about 150 mm immediately flanking the altered chromite. These two types of chromite alteration suggest that both the mechanisms of diffusion controlled chromite zoning during hydrothermal alteration and aqueous mobilization of chrome during serpentinization may be viable and be a function of the bulk composition of the host rock which determines the pH of the fluids during serpentinisation.

Magnetite also occurs as discrete anhedral grains and as fine 'dustings' throughout the serpentinised ultramafic rocks.

Awaruite. This natural nickel-iron alloy, also known as josephinite, was identified from Feragen by Du Rietz and Hultin, who also provided chemical analyses of this mineral. It is found as small (approximately 0.05 mm) anhedral to rounded grains associated with magnetite, ferritchromite, chlorite, and serpentine. The awaruite may rarely be associated with pentlandite, which partly surrounds and has replaced it, but no primary sulphides have been identified, even in the relatively unaltered rocks. Pentlandite is the only sulphide recognized in the Feragen body, although Du Rietz suggested pyrite may also be found. The existence of awaruite implies strong reducing conditions during serpentinisation, with the nickel regarded as having been derived from breakdown of primary silicate phases, especially olivine, and the development of secondary pentlandite shows that at least some sulphur was introduced at a later stage. As a result of work on noble gases and radiogenic xenon-129 from josephinite from the type locality in Oregon, several authors have suggested that josephinite (awaruite) may have been derived from the core or mantle rather than have been formed by syntectonic serpentinisation [6, 7]. Downing et al. [15] suggested that coarse-grained Ni-Fe alloy was transported from the mantle as xenoliths and underwent partial melting to produce the chemically similar flecks of josephinite found in the josephine peridotite. There is no way to evaluate these two hypotheses with respect to the Feragen body as no data are available on radiogenic noble gases. However, no awaruite is found in the less altered rocks whereas it is relatively common in serpentinised samples. A similar result was observed for awaruite in New Zealand and this supports the view that the development of awaruite-josephinite is related to serpentinisation.

Carbonate minerals. The commonest carbonate mineral found is magnesite which occurs as anhedral, disseminated crystals in serpentinite or associated with talc. It is most abundant near the margins of the ultramafic body and along fractures. The textural evidence indicates that it post-dates the serpentinisation and it has probably

formed as a result of the introduction of  $\text{CO}_2$ -rich ground water percolating along contacts and fractures and reacting with serpentine:  $2 \text{serpentine} + 3\text{CO}_2 + 1 \text{talc} + \text{magnesite} + 3 \text{water}$ .

An average (5 samples) analysis indicates that the magnesite is essentially calcium free:  $\text{MgO}-43.41$ ;  $\text{FeO}-2.30$ ;  $\text{CaO}-0.03$  and  $\text{TiO}_2-0.01$  weight percent.

In addition to magnesite, the two rare carbonate minerals landsfordite ( $\text{MgCO}_3, 5\text{H}_2\text{O}$ ) have also been identified from the Feragen ultramafic body. Both are found concentrated in small amounts in small cavities and along cleavage surfaces of serpentine and chlorite, such as one finds along fracture surfaces where chromite has been concentrated, particularly where such fractures are nearly perpendicular to the strike of the chromitite layering. Landsfordite forms clear crystals approximately 2-4 mm in size while nesquehonite forms clear to white crystals up to 10 mm in size. They tend to form prismatic aggregates, elongate parallel to c. Identification was made using X-ray powder patterns and a 90 mm camera with  $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$  as an internal standard. The results are given in Table 7.

Talc. This occurs as fibrous or blade-like aggregates and is especially abundant in the strongly serpentinised dunite forming the foot-wall and hanging-wall of the ore zones at Gjetsjogruva and Rodtjerngruvá. It is also associated with magnesite-rich areas and is found in the central parts of antigorite veins.

In all areas it is secondary and probably formed during alteration of serpentinite. Talc has been identified on the basis of optical studies and X-ray diffraction, which also failed to reveal the presence of brucite in any samples.

Amphibole. The pyroxenes of the peridotites always show some alteration to serpentine or amphibole or both. The amphibole, found only in peridotites and never in dunites, occurs as fibrous or acicular individuals which form radiating aggregates. These finegrained crystals may surround relic pyroxene as a corona or they may occur as discrete aggregates. In plane polarised light they have a brownish tinge, possibly due to submicroscopic inclusions. The fine-grained nature makes determination of optical properties difficult, although individuals show inclined and undulose extinction. Some larger blades crystals were identified on the basis of optical properties by Hultin as being tremolite-actinolite, with about 5-8 mol % of the  $\text{Ca}_2\text{Fe}_5$  component. The two best analyses are given (Table 8), because other analyses gave very similar results but with low totals (92-94%), probably because of the fine-grain size and fibrous nature of the amphibole. The analyses show no clear relationship between the composition of the corona amphibole and the relic pyroxene which it surrounds, as might have been anticipated. In all cases the amphibole is premolite, even where it sur-

Table 6

## Analyses of secondary opaque oxide minerals

Analysis	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	0.13	0.03	0.00	0.07	n.a.	n.a.
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.18	0.14	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.16	2.35	0.53	3.46	4.35	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.94	1.80	0.01	25.55	42.95	8.77
xFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	66.12	65.63	68.56	41.00	+45.18	90.52
xFeO	27.73	27.20	28.19	24.34	n.a.	n.a.
MnO	0.04	0.12	0.16	0.51	n.a.	n.a.
MgO	2.13	2.40	1.41	5.22	1.66	0.00
CaO	0.43	0.45	0.53	0.00	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.03	n.a.	n.a.
NiO	0.23	0.40	0.29	0.53	n.a.	n.a.
SUM	99.96	100.42	99.86	100.85		
Number of ions on basis of: 4 oxygens and 3 cations						
Si	0.005	0.001	0.000	0.002		
Ti	0.001	0.001	0.005	0.004		
Al	0.092	0.099	0.023	0.142		
Cr <sub>3+</sub>	0.027	0.051	0.000	0.706		
Fe <sub>2+</sub>	1.890	1.863	1.988	1.135		
Fe	0.837	0.815	0.863	0.711		
Mn	0.001	0.004	0.005	0.015		
Mg	0.115	0.128	0.077	0.272		
Ca	0.017	0.017	0.021	0.000		
Ni	0.007	0.012	0.009	0.015		
SUM	2.990	2.991	2.990	3.004		

x (Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> calculated to achieve charge balance)

+ (total iron quoted as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> for analyses 6 and 7)

Analysis key: 1. Magnetite outer rim of chromite 1, Table 2. 2. Magnetite along fractures in chromite 2, Table 2. 3. Discrete magnetite within veins of serpentine, sample . 4. Penultimate ferritchromite zone in chromite 5, Table 2. 5. Partial analysis, ferritchromite (Hultin, 1965). 6. Partial analysis, chrome-magnetite (Hultin, 1965).

rounds orthopyroxene which is low in CaO (Table 1). However, the tremolite associated with orthopyroxene is lower in CaO and has higher alkalis than tremolite around relic clinopyroxene or that occurring as discrete aggregates. The amphiboles are relatively rich in Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and could be termed chromian tremolite.

Table 7

## X-ray diffraction data

Landsfordite ( $MgCO_3 \cdot 5H_2O$ )			Nesquehonite ( $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ )		
d Å	hkl	I	d Å	hkl	I
7.165	001	VW	6.482	101	VW
6.116	111	VW	4.138	111	W
4.547	210	M	3.853	200	S
4.265	201	W	3.223	202	M

Landsfordite ( $MgCO_3 \cdot 5H_2O$ )			Nesquehonite ( $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ )		
d Å	hkl	I	d Å	hkl	I
3.217	220	W	3.026	004	S
			2.970	040	S
			2.697	020	M
			2.613	021	VS
			2.022	124	W
			2.002	006	W
			1.920	400	W
			1.793	030	M
			1.783	130	W
			1.712	430	W

The limited number of reflections result from the instability of this carbonate which dehydrates during analysis.

## Optical data

: 1.466 ± 0.003

: 1.470 ± 0.003

: 1.508 ± 0.003

ZV : 36° (calculated)

 $a_o = 7.69A$   $b_o = 5.38A$   $c_o = 12.08A$ 

assuming = 90.50° (after Strunz, 1957).

## Optical data

: 1.493 ± 0.005 (calculated)

: 1.505 ± 0.003

: 1.519 ± 0.003

ZV : 51° ± 2° (Universal Stage)

I : relative intensity : very weak (VW), weak (W), medium (M), strong (S) and very strong (VS).

## Chemistry

A large number of analyses of rocks from the Feragen area have been carried out, and made available to us, by Norges geologiske undersøkelse. Some of these are presented in Table 9. Unfortunately, most lack trace element data and determinations of nickel and chromium. Four new analyses are also included. Because of alteration the analyses have been recalculated to 100% volatile free to facilitate comparison with analyses of other ultramafic rocks. Those from Feragen have a fairly uniform composition, with a close similarity to alpine-type ul-

tramafic rocks. The MgO/FeO ratio is very high (average for analyses 1-8 is 9.55) but this ratio is to some extent dependent on secondary processes which cause oxidation of FeO. The largest variations in these analyses are, in fact, in  $H_2O^-$  and  $Fe_2O_3$  contents, as indicated by Pamic & Majer. In Table 8 the average value for the ratio  $MgO/(FeO + Fe_2O_3 \times 0.8999)$  is 5.98 (analyses 1-8), with a tendency for the ratio to increase slightly between analyses 2 to 8, across the profile A-B (Fig. 2) such that the lowest value is recorded in a peridotite near location 13. This may indicate slight cryptic variation in the dunite-peridotite layers, which would then be regarded as being more differentiated from south to north.

If the analyses were plotted on a diagram with MgO vs  $SiO_2$ , then those of the ultramafic rocks (1+10) group near the olivine end of a line linking olivine and orthopyroxene (analyses 4 and 2, Tables 1 and 2). The peridotite (6 and 8) are displaced slightly towards clinopyroxene (analysis 4, Table 2) and the chromite-rich sample (3) is displaced towards lower  $SiO_2$  values, indicating the influence of significant modal chromite. A similar plot emerges for  $Al_2O_3$  vs MgO and these data show the dominant influence of olivine, and to a lesser extent the pyroxenes (especially orthopyroxene) and chromite, in determining the bulk rock chemistry.

Similar plots for the analyses of the Storhogda metagabbroid rocks show much scatter, probably reflecting the considerable degree of deformation and associated alteration in these rocks. However, if one con-

Table 8

Amphibole analyses			Numbers of ions on the basis of : 23 oxygens	
Sample	1	2		
$SiO_2$	51.34	52.83	Si	7.234 7.390
$TiO_2$	0.00	0.00	Al	0.380 0.635
$Al_2O_3$	2.29	3.85	Cr	0.028 0.065
$Cr_2O_3$	0.25	0.59	$Fe^{2+}$	0.497 0.222
x FeO	4.22	1.90	Mn	0.006 0.006
MnO	0.05	0.05	Mg	5.065 4.972
MgO	24.12	23.85	Ca	2.329 1.761
CaO	15.43	11.75	Na	0.046 0.282
$Na_2O$	0.17	1.04	K	0.000 0.136
$K_2O$	0.00	0.76	Sum	15.586 15.469
NiO	0.00	0.00		
SUM	97.87	96.62		

x FeO: Total iron as FeO Analysis key: 1. Discrete fibrous aggregate. An essentially identical analysis was obtained from a corona around relic clinopyroxene. 2. Corona around orthopyroxene. Both analyses from peridotite 4 (Fig. 2).

siders only analyses 13, 14, 15 and 16, of slightly less altered rocks, then these can be shown to plot in a narrow area between clinopyroxene and plagioclase. No analyses of plagioclase in these rocks are available and grains are typically highly altered. Optical determinations on relic grains in sample 230 (analysis 13) indicate a composition in the range  $An_{38-45}$ .

#### Conditions of Equilibration

A number of geobarometers and geothermometers have been developed in recent years, all of which depend on the equilibrium distribution of elements between co-existing minerals, generally determined by electron microprobe. It is possible to calculate a temperature of assumed equilibration using co-existing mineral pairs found in the Feragen ultramafic rocks, but these are likely to be only estimates because analyses of spinels and pyroxenes are influenced by alteration and the pyroxenes by the presence of very fine exsolution lamellae.

Wells derived a semi-empirical calibration of the two pyroxene geothermometers [12], using most of the experimental data available at that time. His method was applied to the pyroxene analyses given in Table 1, bearing in mind the potential errors in the analyses, and the results indicate temperatures of 970°C, 966°C and 904°C for the pairs 4, 7 and 13 respectively. These results are lower by about 100°C than results on the same pairs using the method of Wood & Banno.

Jackson's olivine-spinel geothermometer is potentially useful because of the lack of pyroxene in the dunites. However, application of the method to co-existing olivine and chromite (core zones only) gave low values for the Feragen dunites: in the range 580°C-670°C. Jackson estimated errors may be as high as  $\pm 300^\circ\text{C}$  using this method because of uncertainties in the thermodynamic data. It is possible to combine the olivine-spinel partition relationships with the experimental data of Medaris, relating orthopyroxene-olivine partitioning, to derive an expression relating the partitioning of Mg and  $\text{Fe}^{2+}$  between orthopyroxene and spinel as a function of temperature [2]. Using Gibbs free energy values from Jackson the following relationship is derived:

$$T \log K = \frac{3418 + 4562 Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}}}{C_{\text{Cr}}} / R (\ln K'_D - 0.3754) - 1.66 Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} + 1.09$$

where  $Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} = (\text{Cr} / \text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$  (after Irvine 1965)

and  $K'_D = (X_{\text{Fe}}^{\text{Sp}} / X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}}) / (X_{\text{Mg}}^{\text{opx}} / X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}) \cdot 1.1128$  (after Jackson 1969, Medaris 1969).

However, since the thermodynamic data used here are the same as those used by Jackson this method is subject to similar errors. Further, it should be strictly applied only to clinopyroxene-free assemblages. In the Feragen rocks, only in sample 7 are analyses of co-existing orthopyroxene and chromite available (elsewhere in peridotites the chromite has been completely altered). Using these data and ignoring the

Table 9

## Whole rock chemistry

Analysis	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	41.54 (2.33)	39.56	37.35	39.40	41.82	44.04	41.36
TiO <sub>2</sub>	0.01 (0.01)	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.32 (0.72)	0.17	3.63	0.20	0.56	3.04	1.43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32 (0.16)	0.30	2.44	0.28	0.31	0.36	0.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.30 (1.03)	4.52	3.11	4.05	3.73	1.62	3.57
FeO	5.33 (1.05)	4.25	4.75	4.44	4.56	5.88	5.49
MnO	0.13 (0.01)	0.11	0.09	0.13	0.12	0.13	0.11
NiO	n.a. ( - )	0.10	n.a.	0.11	0.04	n.a.	n.a.
MgO	48.35 (2.10)	50.74	48.28	51.13	47.30	43.53	46.94
CaO	0.53 (0.87)	0.23	0.23	0.23	1.53	1.20	0.10
Na <sub>2</sub> O	0.10 (0.09)	0.01	0.05	0.01	0.02	0.09	0.18
K <sub>2</sub> O	0.07 (0.02)	0.01	0.05	0.02	0.01	0.07	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00 (0.00)	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
SUM	All analyses recalculated to 100.00 % free of H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> and a CO <sub>2</sub>						
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8.75 (3.25)	9.90	7.88	8.55	6.49	7.22	7.40
CO <sub>2</sub>	0.11 (0.07)	0.31	0.04	0.26	0.20	0.05	0.11
TOTAL <sup>x</sup>	99.34	100.54	100.31	100.08	99.96	99.16	99.75

Table 9 (cont.)

Analysis	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	43.79	39.00	44.24	23.56	44.07	45.14	42.75	55.75	48.03
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.02	0.03	6.88	1.76	2.32	1.77	1.99	0.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.15	2.04	1.49	12.70	11.01	18.95	15.62	17.44	10.55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.23	5.78	6.25	14.34	1.90	8.05	2.30	2.84	2.04
FeO	5.26	2.36	1.88	21.74	14.82	5.96	12.15	6.68	4.38
MnO	0.14	0.26	0.07	0.70	0.58	0.20	0.36	0.22	0.32
NiO	0.03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	42.49	49.29	45.80	19.00	14.29	5.21	10.48	5.26	13.83
CaO	2.42	0.98	0.03	0.85	10.09	9.68	13.22	5.53	18.34
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.10	0.06	0.05	1.11	4.10	0.91	2.05	0.61
K <sub>2</sub> O	0.04	0.10	0.06	0.05	0.33	0.26	0.33	2.07	0.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.07	0.09	0.13	0.04	0.13	0.11	0.17	0.06
SUM	All analyses recalculated to 100.00 % free of H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> and a CO <sub>2</sub>								
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.97	10.24	12.40	8.75	4.37	1.85	3.30	3.97	2.39
CO <sub>2</sub>	0.00	7.95	0.20	0.08	0.10	0.10	0.15	0.15	4.41
TOTAL <sup>x</sup>	100.35	100.11	99.04	100.39	100.44	99.62	99.72	99.63	99.90

<sup>x</sup>TOTAL: Total of analysis prior to recalculation on volatile free basis.  
n.a. : Not analysed.

Key to analyses: 1. Average serpentinite (N = 14) from an area around Gjetsjoen, Fig. 1. Analysts: N.G.U. and A.C.M. Standard deviation is given in paranthesis. 2. Dunite, Profile A-B, near location 1 (Figs. 1 and 2). Other elements (in ppm): Co 130; V 7; Cu 7; Zn 30; Sr 0.0; Ba 0.46; REE 0.78; Rb 0.17; Cs 0.20. Analyst: A.C.M. 3. Chromite-rich dunite, Profile A-B, near location 6. Analyst: N.G.U. 4. Dunite, Profile A-B, near location 9. Other elements (in ppm): Co 130; V 10; Cu 12; Zn 30; Sr 0.0; Ba 1.5; REE 1.29; Rb 0.00; Cs 0.02. Analyst: A.C.M. 5. Peridotite, Profile A-B, near location 10. Other elements (in ppm): Co 125; V 16; Cu 12; Zn 30; Sr 0.0; Ba 0.0; REE 0.90; Pb 0.02; Cs 0.02. Analyst: A.C.M. 6. Peridotite, Profile A-B, near location 11. Analyst: N.G.U. 7. Dunite, Profile A-B, near location 12 (average of two analyses). 8. Peridotite, Profile A-B, near location 13. Other elements (in ppm): Co 120; V 55; Cu 25; Zn 40; Sr 44; Ba 8; REE 5.41; Rb 0.46; Cs 0.26. Analyst: A.C.M. 9. Carbonate-rich serpentinite near contact with Roros schists, Gjetsjoen area (Fig. 1). Analyst: N.G.U. 10. Partly sheared serpentinite at western contact of Feragen ultramafic body with Storhogda metagabbroid (Fig. 1). Analyst: N.G.U. 11. Chlorite schist along eastern contact of Storhogda metagabbroid (Fig. 1). Analyst: N.G.U. 12. Actinolite-schist in Storhogda metagabbroid, near contact with serpentinite. Analyst: N.G.U. 13. Metagabbroid (partly schistose, with schistosity parallel to the contact with ultramafic rocks; plagioclase severely saussuritized; contains epidote veins). Analyst: N.G.U. 14. Amphibole-rich metagabbroid; Storhogda. Analyst: N.G.U. 15. Quartz-rich metagabbro schist; Storhogda. Analyst: N.G.U. 16. Mafic-rich metagabbro: contains relic clinopyroxene, no recognizable plagioclase and abundant carbonate veins. Storhogda. Analyst: N.G.U. Analyses by: Norges geologiske undersokelse, analyst P.-R. Graf, A.C. Moore at Mineralogisk-geologisk museum, Oslo.

---

possible influence of clinopyroxene on the Mg-Fe<sup>2+</sup> distribution, a temperature of 900°C was obtained.

Application of the Mysen & Boettcher geothermometer, using the distribution of Cr and Al between co-existing pyroxenes, gave anomalous results of 591°C, 1173°C, and 1126°C for the three pyroxene pairs in Table 1. The single pyroxene geothermometer of Mercier (1976) gave temperatures in the range 1032-1080°C (orthopyroxenes) and 775-954°C (clinopyroxenes). Pressure estimates by the same method indicated a large range of between 21-31 kbär (orthopyroxenes) and 4-14 kbar (clinopyroxenes). This large degree of variation, probably reflecting the poor quality of the analyses as a function of alteration and exsolution, makes interpretation difficult. However, temperatures can be regarded as being approximately in the range 900-1000°C. Limits can be placed on pressure estimates on the basis of the petrography: all assemblages of primary minerals in the peridotites include olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, and chromite. If a temperature of equilibration of approximately 1000°C is assumed, on the basis of the above discussion, and bearing in mind that MacGregor showed that typical alpine-type peridotites contain plagioclase at pressures less than 8½ kbar, then the

pressure of equilibration for the Feragen peridotites was approximately 8 kbars (see also Fig. 2). Similarly, the absence of garnet indicates pressures were less than about 16 kbars, although the high  $R_{2O_3}$  content of the pyroxenes coexisting with an aluminous phase (aluminium-rich chromite) suggests that pressures were near this limit.

On this basis it is possible to make a crude estimate for the conditions of assumed equilibration of the Feragen ultramafic body, i.e. 900-1000°C at about 16 kbars (approx. 50 km depth).

#### Discussion and Genesis

The Feragen ultramafic rocks show most of the characteristics typical of 'alpine-type' bodies, as outlined by Jackson and Thayer. In general, there are two dominant theories to explain their origin. One proposes that these rocks form by cumulus processes, either in the mantle prior to emplacement or in a higher level, subvolcanic magma chamber [9, 11]. The other regards 'alpine-type' bodies as representing refractory residua of mantle material after extraction of a basaltic liquid [13] or even undepleted mantle peridotite. However, as pointed out by Davies [11] working on the Papuan ultramafic belt, both cumulate and non-cumulate (typically tectonised) features may be seen in 'alpine-type' ultramafic rocks, where the non-cumulate harzburgite forms a substrate on which cumulates of peridotite and gabbro appear to have been deposited. Similar features are recognised in the Vourinos ophiolite sequence. The current model is that the upper (cumulate) sequence represents oceanic crust and the lower part represents pre-existing depleted mantle [11].

The greater proportion of Feragen ultramafic rocks show extreme alteration to serpentine, which has destroyed the original textures and mineralogy, so all interpretation is dependent on the less altered central portion. In this area very fine phase layering has been preserved although the larger interbands of dunite and peridotite are more characteristic of tectonic layering. There is a high proportion of dunite and peridotite (lherzolite) rather than harzburgite, which characterises the tectonised, noncumulate part of 'alpine-type' bodies. For these reasons it is thought that the area examined has formed by cumulus processes.

The compositions of olivines in the Feragen body provide further support for a cumulate origin. Olivine in rocks regarded as being of upper mantle origin, generally depleted but also 'fertile', are typically rich in nickel (e.g. sample PHN 1611 which has olivine,  $F_{088}$  containing 0.40% NiO). More depleted mantle shows an increase in both the forsterite and nickel contents of the olivine because olivine-liquid distribution coefficients for both magnesium and nickel are considerably greater than one. Although the olivines in the Feragen ultramafic rocks are highly magnesian they are relatively low in nickel (0.21±0.02% NiO, excluding olivine in the chromitite bands). These

values compare favourably with those of the Dun Mountain and Red Hills Complexes, New Zealand, for which Challis proposed a cumulate origin, but contrast significantly with the higher values (0.38-0.48% NiO) quoted for olivines from dunites and peridotites of the Red Mountain body, for which a residual origin is proposed.

The most magnesian olivine ( $Fe_{96}$ ) in the Feragen sequence is found in the chromitite layers (sample 6, Table 1), and this also has the highest nickel content. A similar result was recorded by Sinton and indicates that the composition of the olivine is strongly influenced by the presence of co-existing chromite, which probably preferentially extracts iron from the local system. This becomes significant only where relatively large modal proportions of co-existing chromite are present.

If a cumulate origin for the Feragen ultramafic rock sequence is accepted, then it is possible to calculate the approximate  $MgO/FeO$  ratio of the magma from which the magnesian olivines crystallized, assuming crystals and melt equilibrated prior to separation. Values range between 1.9 to 2.3 assuming  $D^{MgO-FeO}_{ol-liquid}$  values of 0.3 for basaltic and 0.37 ultramafic liquids/5/, considerably higher than those found in most basalts and imply crystallization from a highly magnesian source, such as peridotite komatiite or picritic basalt, which have  $MgO$  contents of about 22-30 wt.%. However, it is anticipated that such magnesian magmas would contain a high proportion of nickel (at least 0.1% NiO). The distribution coefficient for nickel between olivine and liquid is a function of the magnesium content of the liquid and it is possible to calculate the nickel content of the magma making reasonable assumptions for the  $MgO$  content on the basis of the preceding discussion. The average NiO content of the olivine is 0.21% and  $MgO$  is 50.9% (Table 1, excluding 6) and if  $MgO$  contents of the magma are assumed to lie in the extreme range 15%-30% then the nickel content is between 190 and 490 ppm Ni (using exchange partition coefficients of 2.0 to 2.6), or between 290 and 825 ppm Ni (using the distribution coefficient  $D_{Ni} = 111.33/Mg - 1.71$  derived by Smith Arndt 1977). All calculated values, even the extremes, indicate that the magma from which these olivines crystallized was enriched in magnesium but depleted in nickel.

It is difficult to envisage the process whereby such a magma could arise. Similar arguments are applicable to the Dun Mountain and Red Hills complexes from where Challis presented similar data. Both these New Zealand bodies and the Feragen ultramafic rocks are characterized by the presence of awaruite, which contains up to 78% nickel. If this material is not secondary but is present in the melt, as has been suggested by some authors, it could seriously affect the nickel distribution. As little as 0.1-0.06% (wt) of awaruite in the magma account for the apparent depletion of nickel below the anticipated values.

In the light of the chemical data currently available it is not pos-

sible to establish whether or not a genetic link exists between the Storhogda metagabbroid and the Feragen ultramafic sequence, but in the light of the previous discussion it seems unlikely. Field evidence suggests that the juxtaposition of these two bodies is tectonic.

The overall stratabound character of the ultramafic bodies, generally serpentinites, extending from Feragen to Otta, has been well established for many years. Typically they are found in green phyllitic schists, identified by Rui, as the Roros schists. However, there is some disagreement as to the level and manner of emplacement of these bodies and in the stratigraphic sequence of the rocks in which they occur. Strand considered that the serpentinites were found in the older part of the stratigraphic sequence, corresponding to the Storen and Roros Groups, where the latter is considered to underlie the former. Wolff, following Bugge [8], correlated the Roros schists with the Upper Hovin Group (Upper Ordovician) of the Trondheim Region and he regarded the serpentinites to have been emplaced as relatively viscous magma along thrust planes into rock units of different ages.

Rui considered that the serpentinites were originally shallow intrusives or were extruded as ultrabasic lavas during deposition of the upper Roros schists. In his opinion they are stratabound and occur only in the Roros schists near the base of the Hummelfjell formation. He correlates the Roros schists with the Kjolhaugen Group of the Meraker area, which places a Middle to Upper Ordovician age on the serpentinites. In the Roros-Feragen area he regards the entire stratigraphic sequence as being inverted.

Gale & Roberts suggested that the Kjolhaug Group could be a chronostratigraphic equivalent of the Hovin Group (Trondheim area). They proposed that the Trondheim Supergroup (their term) is not a single eugeosynclinal sequence but consists of two sequences, developed in separate basins, which became juxtapositioned by obduction during closure of a proto-Atlantic ocean in the Silurian. This view is supported by Gee, who regarded the Trondheim and Koli Supergroups as being deposited in separate basins which became related only in the Upper Ordovician. Gee (Table 3) regards the Roros schists as being Lower Ordovician (Llandoveryan) in age and the youngest members of the Koli Supergroup, the chronological equivalent of the Trondheim Supergroup. In Gee's opinion the serpentinites (uppermost Lower Ordovician) were diapirically emplaced into an essential pyroclastic sequence in a back arc environment.

Recent proposals for the genesis of the Trondheim (and Koli) Supergroup involve plate tectonic models in which an ocean floor based island arc complex and back-arc eugeosynclinal sequence was obducted during closure of the proto-Atlantic ocean. The present work on the Feragen ultramafic body suggests that this represents a deep-seated cumulate sequence which cannot be regarded as a shallow intrusive, or extrusive body. If the other serpentinites between Feragen and Otta have

a similar origin, as seems likely, then a model in which these were diapirically or tectonically emplaced into the overlying sediments (Roros schists) seems more plausible. Gronlie & Rui have shown that the serpentinite complex at Raudhammaren, 5 km west of Feragen, is a thin lens-like body. This type of rock-mass is more consistent with tectonically emplaced ultramafic slices than with diapiric bodies.

The age of emplacement can be regarded only as being pre-Devonian, at which time the serpentinites were exposed and eroded to give rise to conglomerates, such as are found at Feragen (Roragen) and Otta. The age of the Otta conglomerate is not fixed with certainty, but Yochelson suggests a Middle Ordovician age. The ultramafic bodies are probably younger than Cambrian, at which time deposition of the Trondheim and Koli Supergroups commenced and emplacement could have taken place at any time between Cambrian and early Devonian, but the most likely time would be during maximum tectonic activity along the lower thrust planes of the Trondheim Nappe which was during the Upper Ordovician (Ashgillian) to the Middle Silurian (Wenlockian).

#### Conclusions

The Feragen ultramafic body represents a cumulate sequence of peridotite, dunite, and podiform chromitite which probably crystallized at estimated pressures of about 16 kbar in a back-arc (marginal) basin environment. It is very similar to 'alpine-type' rocks found elsewhere which are commonly regarded as being the cumulate parts of ophiolite complexes, overlying depleted harzburgite and forming within a lower-crust or upper mantle environment. If plate tectonic models of Rui, Gale & Roberts are accepted, then it seems likely that these cumulate rocks formed during the same partial melting events which gave rise to oceanic basalts and pyroclastics of the Storen Group.

The upwelling of mantle material beneath back-arc basins is well established, although the causes for such upwelling are not known. During closure of the proto-Atlantic ocean and arc-craton collision, the volcano-sedimentary sequence which had developed in the back-arc basin(s) was thrust, together with the ocean floor, over the Precambrian and Eocambrian sequences to form the Trondheim Nappe. During this deformation the ultramafic rocks could have been emplaced along thrust zones under a tectonic stress gradient, with movement facilitated by marginal serpentinitization, leading to the weakening of border zones. Such emplacement would have been at relatively low temperature ( $500^{\circ}\text{C}_{\pm}$ ), within the stability field of serpentine.

#### Acknowledgements

We acknowledge assistance from Norges geologiske undersøkelse in obtaining materials and for analyses. The work is part of a study of ultramafic rocks on the Norwegian Caledonides, a project suggested by Prof. K.S.Heier as a part of the Norwegian contribution to the I.G.C.P.

Allan C. Moore has received generous support from Norges Teknisk Naturvitenskapelige Forskningsrad, C.S.I.R. (South Africa), the University of Cape Town, and members of Mineralogisk-geologisk museum, Oslo, for which gratitude is expressed.

#### R e f e r e n c e s

1. Arndt N.T. The partitioning of nickel between olivine and ultrabasic and basic komatiite liquids. Carnegie Inst. Washington, Yb 76, 1977, p. 533-557.
2. Arnot R.R. A preliminary study of the SACO ultramafic rocks. Unpubl. hon. thesis. Univ. Cape Town, 1977.
3. Battey H.M. Layered structure of the Jotunheim Complex. - Norway Mineralog. Mag., 1965, 34, p. 35-51.
4. Beeson H.M., Jackson E.D. Chemical composition of altered chromites from the Stillwater Complex, Montana. - Amer. Mineralog., 1969, 54, p. 1084-1100.
5. Bickle M.J., Ford C.E., Nisbet E.G. The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high pressure melting experiments. Earth Plan. Sci. Lett., 1977, 37, p. 97-106.
6. Bird J.M., Weathers M.S. Josephinite: specimens from the earth's core? - Earth Plan. Sci. Lett., 1975, 28, p. 51-84.
7. Excess  $^3\text{He}$  and  $^{21}\text{Ne}$  in josephinite/Eds. by Bochsler P., Settler A., Bird J.M., Weathers M.S., 1978, 39, p. 67-74.
8. Bugge C. Den kaledoniske fjellkjede i Norge. - Nor. Geol. Unders., 1954, p. 189.
9. Challis G.A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. - J. Petrology, 1965, 6, p. 322-364.
10. Challis G.A. Discussions on the paper. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks' by P.T. Wyllie. - Tectonophysics, 1969, 7, p. 495-505.
11. Davies H.L. Peridotite-gabbro-basalt complexes in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. - Bur. Mineral. Res. Australia, Bull., 1971, 128.
12. Davies B.T.S., Boyd F.R. The join  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$  at 30 kbars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. - J. geophys. Res., 1966, 71, p. 3567-3576.
13. Dickey J.S. Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples. - Spec. Pap. Mineral. Soc. Am., 1970, 3, p. 33-50.
14. Dickey J.S. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. Geochem. Cosmochem. Acta, 1975, 39, p. 1061-1074.
15. Downing R.G., Hennecke E.W., Manuel O.K. Josephinitite: a terrestrial alloy with radiogenic xenon-129 and the noble gas imprint of iron meteorites. - Geochem. J., 1977, 11, p. 219-229.

## ТИПЫ ШПИНЕЛИДОВ В УЛЬТРАБАЗИТАХ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ.

М. Желязкова-Панайотова, Ю. С. Бородаев, Л. Ивчинова, А. Д. Ракчев, С. И. Лебедева, Д. Стафанов, Л. В. Колесников, Г. П. Кудрявцева  
Софийский государственный университет, г. София, НРБ; Московский государственный университет, г. Москва, СССР

На современном этапе геологического познания, в период бурного развития новых глобальных идей чрезвычайно возрос интерес к проблеме ультрабазитов. Многие геологи на различных международных форумах обсуждают положение и механизм вывода их в верхние части земной коры, в офиолитовой ассоциации, составным членом которой они часто являются; дискутируется вопрос об их первичной природе, характере, причинах и последовательности их метаморфизма; сопоставляются ультрабазиты различной геологической позиции по петрологическим, петрохимическим и геохимическим особенностям и т. д. Самым неосвещенным, однако, по нашему мнению, остается вопрос об их рудоносности в самом широком смысле. Хорошо известно, что с ультрабазитами пространственно и, несомненно, генетически связан ряд специфических полезных ископаемых, не встречающихся и, очевидно, не образующихся в других геологических условиях. Это, в первую очередь, хромиты, затем платина и платиноиды, магnezияльное сырье (асбесты, тальк, магнезиты и иногда вермикулиты), остаточные месторождения железа, никеля, кобальта и переотложенные в морских условиях ультрабазитовые латериты сходного состава. В ультрабазитах, как и в более широком спектре пород, устанавливается еще сульфидное, медно-никелевое, магнетитовое и титаномагнетитовое оруденение. Сами ультрабазитовые породы уже являются очень ценным сырьем. Перечень этот показывает, как важен вопрос о рудоносности ультрабазитов. Возросший интерес к ультрабазитам за последние несколько десятилетий, к сожалению, мало помог углублению теории происхождения с ними связанных полезных ископаемых, объяснению закономерностей их распространения, в особенности хромитовых руд.

Цель настоящей работы, выполненной в содружестве болгарскими и советскими учеными, показать, насколько разнообразно только одно - окисное (шпинелидовое) минералообразование в ультрабазитах, вскрытых на небольшой территории Болгарии, и сделать попытку объяснить это историей развития и метаморфизмом ультрабазитов.

Ультрабазиты установлены главным образом в южной половине территории страны в пределах Старопланинской, Среднегорской и Рило-Родопской структурно-металлогенических зон. Среди них выделены Родопские дометаморфические (наиболее древние), Родопские постметаморфические (относительно самые распространенные), Старопланинские нижнепалеозойские и наиболее молодые сенонские ультрабазиты (главным образом вулканы) в Среднегорье. Шпинелиды установлены в первых двух родопских ультра-

## Таблица I

## Группы и ряды шпинелидов в ультрабазитах

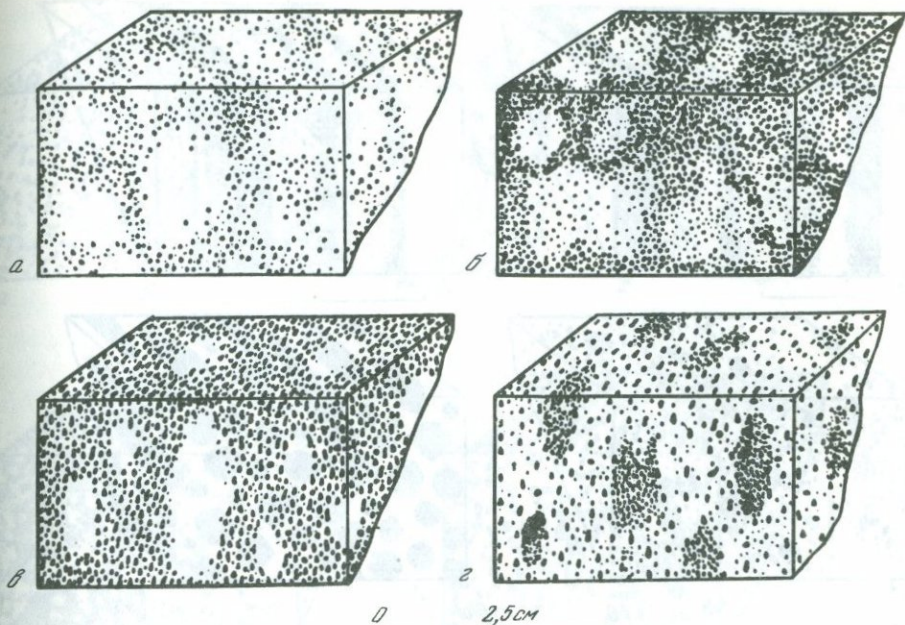
I. Магматические хромшпинелиды	1. $MgCr_2O_4$ $(Mg,Fe)Cr_2O_4$ $(Fe,Mg)Cr_2O_4$ $(Fe,Mg)(Cr,Fe)_2O_4$	2. $(Mg,Fe)(Al,Cr)_2O_4$ $(Mg,Fe)(Cr,Al)_2O_4$ $(Fe,Mg)(Cr,Al)_2O_4$
	↓	↓
II. Гидротермально- метасоматические ферроферрихром- шпинелиды и магнетиты	$(Fe,Mg)(Fe,Cr)_2O_4$ $Fe(Fe,Cr)_2O_4$ с Mg $Fe(Fe,Cr)_2O_4$ $FeFe_2O_4$ с Cr	$(Fe,Mg)(Cr,Al,Fe)_2O_4$ $(Fe,Mg)(Cr,Fe,Al)_2O_4$ $(Fe,Mg)(Fe,Cr,Al)_2O_4$ **
	↓	
	$FeFe_2O_4$	3. $(Mg,Fe)Fe_2O_4$ $(Fe,Mg)Fe_2O_4$ $FeFe_2O_4$ с Mg
III. Метаморфо- генные магнетиты	4. $FeFe_2O_4$ $FeFe_2O_4$ с Cr Ni $Fe(Fe,Cr)_2O_4$ с Ni $(Fe,Ni)(Fe,Cr)_2O_4$ **	

\* Пока минерал не установлен.

\*\* Предполагаемый состав богатого никелем хроммагнетита (не изучен).

трабазитовых группах. Их минералогия очень богата [I]. На данном этапе изученности установлено около двадцати минеральных видов и разновидностей, при этом акцессорные шпинелиды не изучались. Примечательно, что шпинелиды сходного состава группируются естественно и на базе сходства условий образования. Выделены следующие генетические группы (табл. I): I — магматические хромшпинелиды; II — гидротермально-метасоматические ферроферрихромшпинелиды и магнетиты и III — метаморфогенные магнетиты.

Магматические хромшпинелиды включают следующие минеральные виды:  $(Mg,Fe)Cr_2O_4$  (магнохромит),  $(Mg,Fe)(Cr,Al)_2O_4$  (хромпикотит),  $(Fe,Mg)Cr_2O_4$ ,  $(Fe,Mg)(Cr,Al)_2O_4$ ,  $(Mg,Fe)(Al,Cr)_2O_4$  и  $MgCr_2O_4$ . Первые два, наиболее распространенные, слагают рудные тела промышленного характера. Магнохромитовое оруденение всегда пространственно приурочено к серпентинизированным дунитам, хромпикотитовое — к серпентинизированным гарцбургитам. Эта функциональная связь состава рудообразующего хромшпинелида с характером вмещающих пород устанавливается четко.

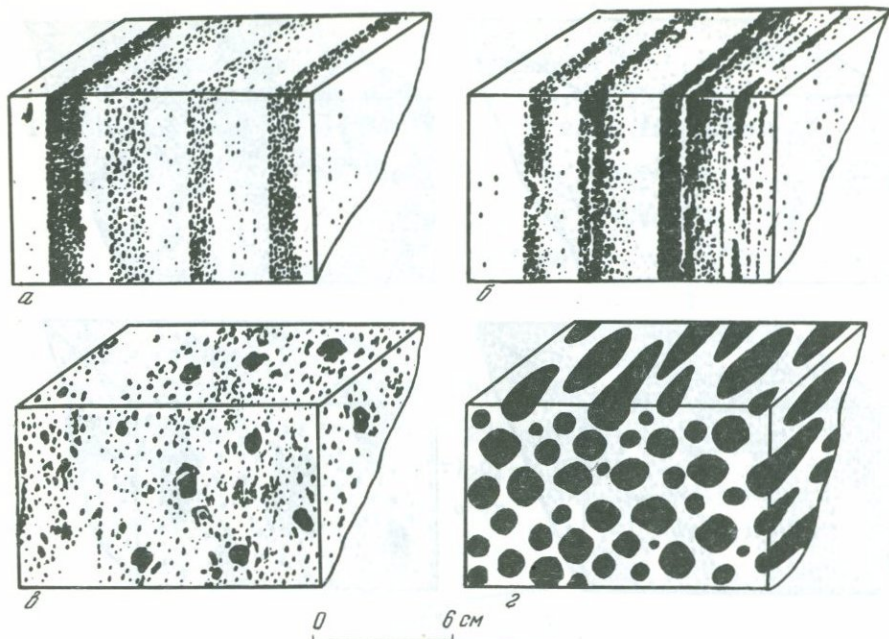


Р и с. I. Текстуры разновидности хромитовых руд месторождения Добромирци

а - пятнистая; б - пятнистая гетеровкрапленная; в - ориентированно-пятнистая; г - ориентированно-пятнистая гетеровкрапленная

Степень идиоморфизма рудных зерен различна - выше в магнхромитовых рудах (в особенности во вкрапленных) и ниже в хромпикотитовых, для которых наиболее характерна гипидиоморфно-зернистая структура. В целом структурные особенности руд исключительно разнообразны. Кроме первичных соотношений рудных зерен между собой и с силикатами, наблюдаются еще явления резорбции, одно- и полифазовые замещения, перекристаллизации, обусловленные минералообразованием, связанным с аллометаморфизмом пород и руд. Текстуры руд также очень разнообразны, что обусловлено как количественными соотношениями хромшпинелидов и магниезальных силикатов (выделены вкрапленные, густовкрапленные и массивные разновидности), так и пространственными соотношениями между ними. Последние позволяют разграничивать такситовые и атакситовые, нодулярные и др. первичные текстуры наряду с типичными класититами (рис. I-4).

Анализ текстурно-структурных соотношений хромитовых руд в пределах одного и того же рудоносного массива позволяет выделить первичные руды сегрегационного, гистеромагматического и ликвационного типа, чрезвычайно разнообразные по составу. Подобное многообразие генетических типов руд в пределах небольших месторождений доказывает лишь исключительную чувствительность процесса кристаллизации рудного вещества к малейшим изменениям состава среды и термодинамической обстановки. Кар-



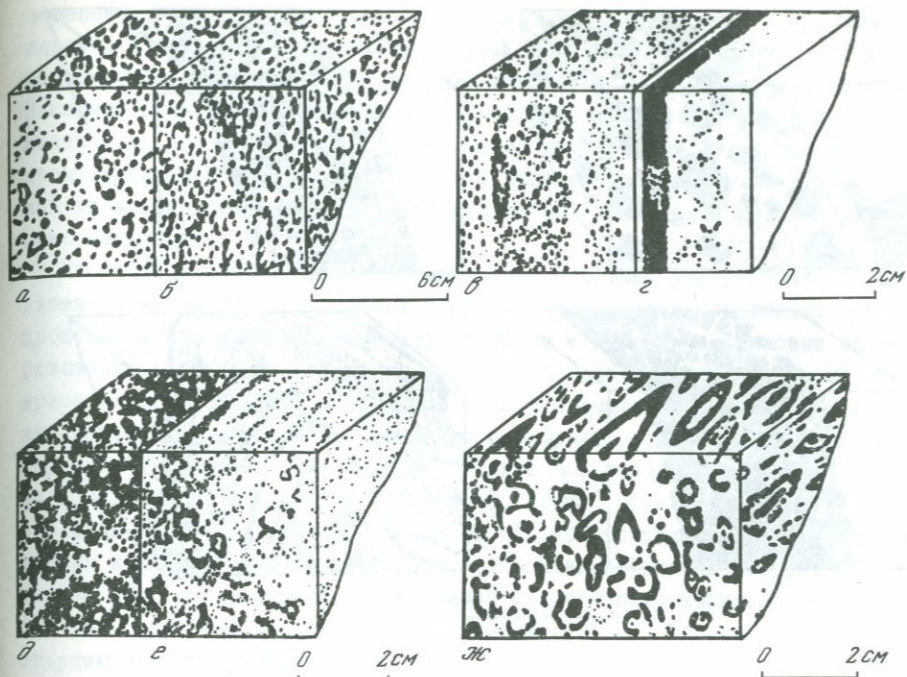
Р и с. 2. Текстурные разновидности хромитовых руд месторождения Добромирци

а - полосчатая гетеровкрапленная с одним резким контактом; б - полосчатая гетеровкрапленная с одним резким и вторым постепенно затухающим контактами; в - гетеровкрапленная; г - крупнонодулярная с удлиненными нодулями

тина еще более усложняется последующим сложным метаморфическим воздействием. С развитием процессов серпентинизации, хлоритизации и пр. изменяются и хромшпинелиды. Изменения очень часто приводят к выносу Al, в меньшей степени Cr, Mg, в конце концов - к относительному обогащению хромшпинелида Fe (в особенности  $Fe^{3+}$ ). При этом однородность рудных зерен нарушается. Образуются новые минеральные фазы по периферии зерен и вдоль трещинок внутри них. Эти явления хорошо изучены и описаны.

В еще более сложно метаморфизированных ультрабазитах, нередко под влиянием более поздних гранитоидных интрузий и их эмэнаций, когда широко проявляются процессы оталькования, амфиболизации, хлоритизации, карбонатизации и пр. и происходит полное перераспределение вещества, очевидно, создаются условия для образования шпинелидов путем собирательной кристаллизации главным образом освободившихся окислов Cr и Fe. Это уже новообразованные гидротермально-метасоматические шпинелиды (ферроферрихромшпинелиды<sup>х</sup> и магнетиты).

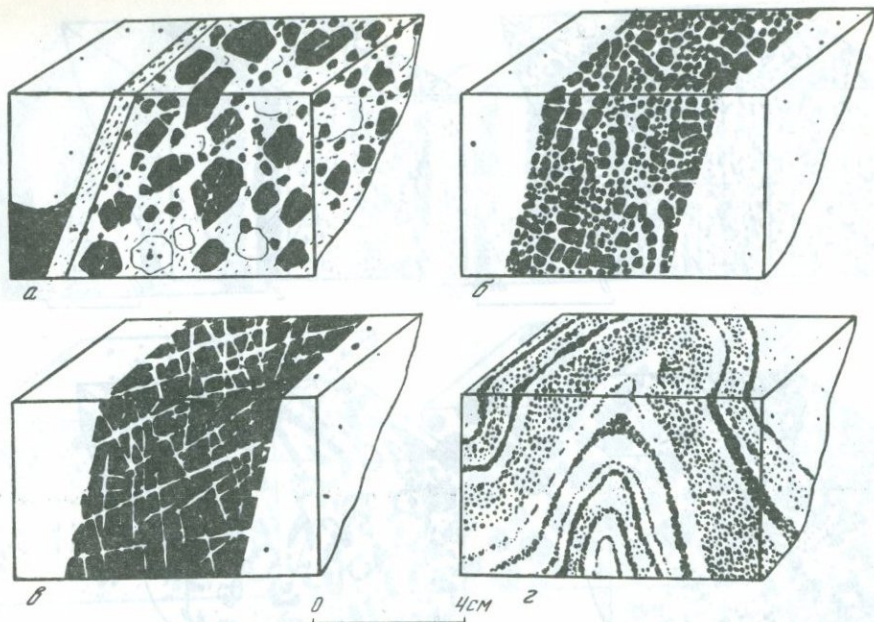
<sup>х</sup> Наименование группы железистых хромшпинелидов предложено в [5].



Р и с. 3. Комбинированные текстуры хромитовых руд месторождения Добромирци

а - петельчатая микротекстура в сочетании с равномерно вкрапленной; б - ориентированно-петельчатая микротекстура в сочетании с равномерно вкрапленной; в - петельчатая в сочетании с полосчатой с нерезкими контактами; г - петельчатая в сочетании с полосчатой (с одним резким контактом); д - петельчатая в сочетании с неравномерно вкрапленной; е - петельчатая в сочетании с неяснополосчатой; ж - петельчатая в сочетании с полыми удлиненными нодулями

Хромитовые месторождения Болгарии по размерам относятся к небольшим, при этом часть из них не может считаться промышленной. Они представлены небольшими рудными телами со скромными запасами руд. Хромитоносные массивы тоже небольших размеров. С точки зрения идеи тектоники плит очень трудно решить, к какому типу принадлежат рудоносные ультрабазиты: к т.н. метаморфическим перидотитам, с которыми связаны подиформные неправильные тела богатых хромитовых руд в дунитах с признаками механических деформаций ( это Голямо Каменяне, Добромирци, Яковица, Брусевци и др. ), или к кумулятам, для которых характерны вкрапленные полосчатые руды, напоминающие по внутреннему строению осадоч-



Р и с. 4. Вторичные текстуры хромитовых руд месторождения Добромирци  
 а - брекчиевая; б - брекчиевидная; в - катакластическая; г - плойчатая

ные образования. Второй тип оруденения тоже представлен наряду с "подформными" рудами, при этом в одном и том же массиве (Добромирци). Сложность вопроса иллюстрируется текстурным разнообразием хромитовых руд месторождения Добромирци (рис. 1-4) [3].

Гидротермально-метасоматические ферроферрихромшпинелиды и магнетиты характеризуются очень сложным химическим составом. Отличаются высоким содержанием общего железа, изменяющегося в довольно широких пределах хрома, небольшим содержанием магния и почти полным отсутствием алюминия. Пока в группу ферроферрихромшпинелидов включены минералы следующих составов (табл. I):  $(Fe, Mg)(Fe, Cr)_2O_4$ ,  $Fe(Fe, Cr)_2O_4$  с  $Mg$ ,  $Fe(Fe, Cr)_2O_4$  (наиболее распространенный),  $FeFe_2O_4$  с  $Cr$  (очень распространенный),  $(Fe, Mg)(Cr, Al, Fe)_2O_4$ ,  $(Fe, Mg)(Cr, Fe, Al)_2O_4$  и  $Fe(Fe, Cr, Al)_2O_4$ . По составу к ним очень близки некоторые железистые члены магматических хромшпинелидов. Виды, содержащие алюминий, очень редки. Ферроферрихромшпинелиды слагают гнезда вкрапленных руд, жилки и струи небольших размеров (мощностью до 10-15 см, длиной по простиранию до 10-15 см). Характерна высокая степень идиоморфности зерен. Несмотря на то, что окружающие породы очень сильно изменены, внутренняя неоднородность рудных зерен, аналогичная метаморфи-

зованным магнетическим хромшпинелидам, не наблюдается. Устанавливаются, однако, в некоторых случаях структуры распада твердых растворов. Ферроферрихромшпинелидовые минерализации изобилуют в ультрабазитах Северо-Западной Рилы, встречаются в месторождениях Голямо Каменяне, Забырдо, Жылти чал, Ботурче и др. В одном случае установлены только ферроферрихромшпинелиды (Рила), в других они редки, обнаруживаются в виде мелких минерализаций наряду с хромшпинелидами, слагающими рудные тела (Голямо Каменяне).

Необходимо отметить далее, что почти во всех ультрабазитах Болгарии, главным образом в связи с проявлениями широко представленного процесса хлоритизации и в меньшей степени с другими процессами преобразования формировался магнетит обычно в виде хорошо ограненных метакристаллов. Чаще всего образуются зоны с повышенной вкрапленностью, тонкие прожилки или массивные стяжения небольших размеров. Эти магнетиты довольно стерильны, хотя иногда содержат повышенные количества глинозема и магнезия (до нескольких процентов), хрома, никеля и титана — десятые доли процента. Они отличаются от Cr-содержащих магнетитов, отнесенных к ферроферрихромшпинелидам, относительно низким содержанием хрома ( $< 1\%$ ). Промышленных концентраций ферроферрихромшпинелиды не достигают, но возможность извлечения магнетита из хлоритовых пород в будущем не исключается.

Метаморфогенные магнетиты пока установлены и условно включены в самостоятельную группу только в районе гор. Ардино (Центральные Родопы). Они находятся в стадии исследования и предварительной разведки. Магнетиты с повышенным содержанием  $Cr_2O_3$  (до 0,65%) и NiO (до 0,81%) установлены и в ультрабазитах месторождений Голямо Каменяне. На основании изменения содержания  $Cr_2O_3$  и NiO выделены следующие составы (табл. I):  $FeFe_2O_4$ ,  $FeFe_2O_4$  с Cr и Ni,  $Fe(Fe,Cr)_2O_4$  с Ni. Резкое повышение концентрации Ni по периферии зерен окисленных руд позволяет допускать и состав типа  $(Fe,Ni)(Fe,Cr)_2O_4$ . Содержание  $Cr_2O_3$  в магнетитах изменяется в пределах 5–14%, а содержание NiO достигает 3,50% (по данным рентгено-спектрального микроанализа), при этом NiO установлен и в сопровождающих оливине (1,76%) и актинолите (0,81%) при отсутствии повышенного содержания  $Cr_2O_3$ . Содержание серы в рудах очень низкое. Фазовые анализы показали, что никеля сульфидного очень мало, в основном он окисный.

Ардинские магнетитовые оруденения установлены в периферических контактовых частях небольших ультрабазитовых тел в будинажных структурах (принадлежит к группе родопских дометаморфических ультрабазитов). Наряду с хорошо выраженной полосчатостью встречаются сильно гофрированные и неясно-полосчатые руды, по внешнему виду напоминающие железистые кварциты. Часть оруденения приурочена к листовникам, развитым вдоль контактов ультрабазитов с мраморами. Текстурные особенности и необычность состава позволяют допустить образование их во время динамо-

метаморфизма высоких степеней (амфиболитовой фации), при участии активных гидротерм. Может быть, эти гидротермальные растворы были в состоянии извлекать никель и хром из нижележащих ультрабазитов. Как уже было сказано, степень изученности этого оруденения еще невелика и делать категорические выводы о генезисе руд преждевременно.

Сопоставление данных, характеризующих составы шпинелидов в ультрабазитах Болгарии, позволило выделить в трех генетических группах ряды шпинелидов, иллюстрирующих их родственные связи и закономерную направленность изменения состава новообразующихся минералов в зависимости от условий минералообразования. Магматические шпинелиды хромового и алюминиевого ряда сменяются в условиях резкого преобразования ультрабазитов возникновением устойчивых новых минеральных видов группы ферроферрихромшпинелидов вплоть до магнетитов (в хлоритовых сланцах). Этот переход от относительно простых составов шпинелидов с нормальной шпинелевой структурой типа  $AB_2X_4$ , где А - Mg и  $Fe^{2+}$  в октаэдрических позициях, а В - Cr, Al и  $Fe^{3+}$  в тетраэдрических позициях, эволюционировал через очень сложные составы смешанных структур ферроферрихромшпинелидов до чистых магнетитов - инверсных шпинелидов типа  $BABX_4$ , где октаэдрические позиции заполняются половиной ионов  $Fe^{3+}$ , а тетраэдрические - ионами  $Fe^{2+}$  и остальной половиной ионов  $Fe^{3+}$ . Образуются, очевидно, эти магнетиты в условиях наиболее низких температур и давлений.

При очень высоких температурах и давлениях, установившихся при региональном метаморфизме высоких степеней (в амфиболитовой фации), оказались устойчивыми очень своеобразные магнетиты, богатые никелем и хромом. Исключительная редкость этого типа оруденения обусловлена особым сочетанием условий до и во время минералообразования, а, возможно, и влиянием процессов преобразования во время постметаморфической истории.

#### Л и т е р а т у р а

1. Желязкова-Панайотова М., Ивчинова Л. Минеральные виды шпинелидов из ультрабазитов Болгарии. - Геология руд. месторождений, 1971, № 3, с. 71-90.
2. Желязкова-Панайотова М., Колчева Кр., Ивчинова Л. Изучение ультрабазитов Болгарии с помощью математических методов. I. Ультрабазитовый магматизм Болгарии. - *Geologica Balcanica*, 1978, 8, N 1, p. 9-24.
3. Пяков Ив., Желязкова-Панайотова М., Ивчинова Л. Текстурно-структурные особенности и минерален состав на хромитовите руди в месторождение Добромирци. - Геология, 1963, т. 56, кн. 2, с. 219-251.
4. Coleman R.G. *Ophiolites*. N.Y.: Springer Verlag, 1977. 231 p.
5. Zhelyazkova-Panayotova M. On a rational classification of the spinel group from ultrabasic rocks. - In: IMA-IAGOD Meeting 70, Abstracts. Tokio-Kyoto, 1970, p. 189.

## ПАРАГЕНЕЗИСЫ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ, РЕЖИМ КИСЛОРОДА И РУДНАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ

Г.Б. Ферштатер

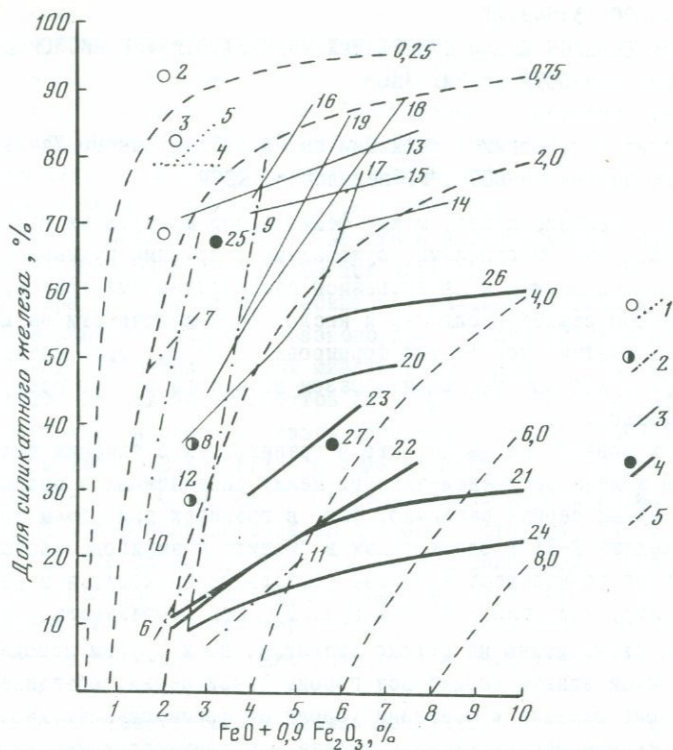
Институт геологии и геохимии им. А.Н.Заварицкого Уральского научного центра АН СССР, г.Свердловск, СССР

Распределение железа между феррическими минералами гранитоидов, с одной стороны, и окислами, сульфидами и другими рудными минералами — с другой, так же, как и парагенезисы самих рудных минералов, — это важные индикаторы режима кислорода и кислотности-щелочности на магматической и постмагматической стадии формирования пород, т.е. индикаторы параметров, которые решающим образом влияют на рудную продуктивность гранитоидов.

Исследования показали, что в гранитоидах с близким валовым содержанием железа распределение его между силикатными и рудными минералами в разных сериях различно. Так, в гранитах при общем содержании окислов железа 2-3% в одних типах в биотите и амфиболе обособляется 10-20% от этого количества железа (остальное приходится в основном на магнетит), в других — 70-90% (рис.1). Эти особенности распределения железа свойственны не только гранитам, но и другим породам, образующим с ними единую серию: все породы такой серии, объединенные единством происхождения и близкими условиями формирования, характеризуются и однотипным распределением железа — преимущественным вхождением его в силикатные или рудные минералы.

Главной закономерностью, свойственной всем типам гранитоидных и габбро-гранитоидных серий, является уменьшение доли силикатного железа параллельно с падением его общего содержания и возрастанием кремнекислотности (см.рис.1). При этом в одних случаях (серии 14, 15, 16, 21, 22, 22, 25, 27) разница в доле силикатного железа в крайних членах серии невелика даже при значительных вариациях валового состава, индикатором которого на диаграмме (см.рис.1) является общее содержание железа, а в других (серии 10, 11, 17, 18, 19, 20) она значительно больше. В сериях первого типа вместе с уменьшением доли силикатного железа падает и абсолютное содержание рудного железа (железорудных минералов), а в сериях второго типа, как правило, более поздние и кремнекислые члены серии содержат больше железорудных минералов, чем более ранние и основные.

Рассмотренные особенности распределения железа определяются как первичными, магматическими, условиями формирования пород, так и условиями их постмагматических преобразований. Среди гранитоидов вулканоинтрузивной группы, образующих серии дифференциационного происхождения, наиболее низкой долей силикатного железа характеризуются габбро-гранитоидные серии, производные континентальных или островодужных то-



Р и с. 1. Распределение железа в гранитоидах

Серии (линии) и отдельные разновидности (кружки) гранитоидов разного генезиса

I - водные палингенные граниты; 2-4 - маловодные серии вулканогенно-интрузивной группы: 2 - производные дацитовой и латитовой магмы - адаметлит-гранитные и монцодиорит-гранитные серии, 3 - андезитовой - тоналит-гранодиоритовые серии, 4 - базальтовой - габбро-гранитоидные серии; 5 - изолинии содержания (вес.%) железистых минералов (рудного железа).

Номера серий и массивов: I - Джабык-Карагайский; 2 - Чесменский; 3 - Адуйский; 4 - Аксаутский (Кавказ); 5 - Калбинский (Рудный Алтай); 6 - Султаевский; 7 - Кайрактинский; 8 - Акбулаксайский; 9 - Степнинский; 10 - Ильяизский (данные Е.П.Калинина и В.П.Давыдова); 11 - Баянаульский (Казахстан); 12 - Сосновский; 13 - Верх-Исетский; 14 - Владимирско-Кулевчинский; 15 - Краснинский; 16 - Ново-Бурановский; 17 - гранитоиды Арминского района Сихотэ-Алиня; 18 - Южно-Калифорнийский (запад США); 19 - Сьерра-Невада (завод США); 20 - Тагильский; 21 - Магнитогорский; 22 - Карабулакский; 23 - Верхнеуральский; 24 - Кассельский; 25 - Иргизский; 26 - Ауэрбаховский; 27 - Дашкесанский (данные Г.В.Мустафаева). Массивы без привязки расположены на Урале

литовых магм, обладающие преимущественно контрастным типом дифференциации. С увеличением количества пород промежуточного состава между габбро и гранитом в большинстве случаев растет и доля железа, обособляющегося в виде силикатов.

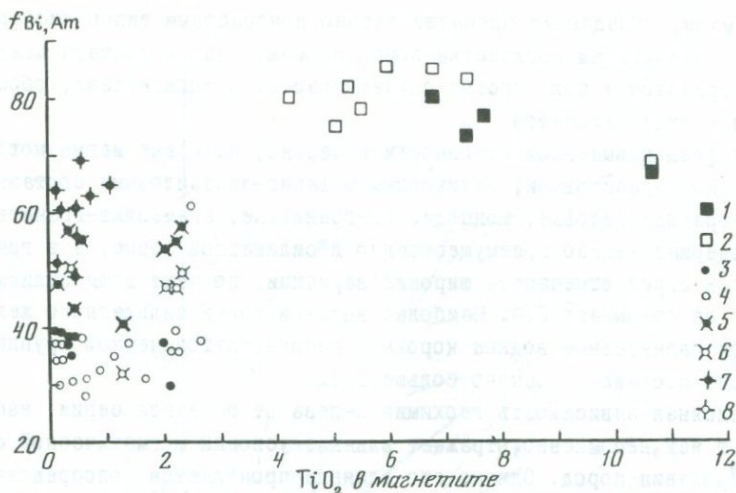
Равные фазы повышенной основности в сериях, исходные магмы которых представлены андезитовыми, литовыми и дацит-дипаритовыми составами (тоналит-гранодиоритовые, монцодиорит-гранитные, адамеллит-гранитные) обычно содержат железо преимущественно в силикатной форме, а в гранитах из этих серий отмечаются широкие вариации, но чаще доля силикатного железа не превышает 0,4. Наиболее высокой долей силикатного железа отличаются палингенные водные коровые граниты плутонической группы, в которых она составляет обычно больше 0,8.

Определенная зависимость геохимии железа от генезиса серии, набора пород в ней, несомненно, отражает влияние условий магматической стадии формирования пород. Однако это влияние проявляется опосредованно через первичный состав силикатов, их железистость. Как будет показано ниже, окончательный геохимический облик пород определяется перераспределением ряда элементов, в том числе и железа, в постмагматическую стадию.

С закономерностями распределения железа между силикатными и окисными минералами коррелируются и особенности состава железосодержащих минералов. С возрастанием доли рудного железа в породе увеличивается степень окисления железа в биотитах и амфиболах, уменьшается их железистость, изменяется соотношение величин железистости этих минералов (в магнетитовых сериях железистость биотита больше, чем у амфибола, в безмагнетитовых — примерно одинакова, а при  $f > 0,6$  — меньше, чем у амфибола). Эта связь распределения железа с особенностями минерального состава позволяет на основе баланса железа выделить особый класс фаций — феррофации, отражающие окислительно-восстановительный режим минералообразования в гранитоидах на магматической и постмагматической стадиях.

Главным индикатором кислородного режима в гранитоидах является магнетит, с составом и количеством которого, как отмечалось, коррелируются все остальные особенности минерального состава пород, отражающие этот режим, а также и само распределение железа. Поэтому названия фаций являются производными от состава и количества магнетита.

Титаномагнетитовая феррофация характеризует высокотемпературные условия, свойственные выделению магнетита из магматического расплава или образованию его при метаморфизме гранулитовой ступени. Судя по экспериментальным данным и составу титаномагнетитовых включений в эффузивах, минимальное содержание  $TiO_2$  в магматическом титаномагнетите составляет 3-4%, что соответствует температуре порядка  $600^{\circ}$  при высоком содержании гематитовой составляющей в ильмените. Титаномагнетит в гранитоидах всегда ассоциирует с высокожелезистыми ( $f > 0,6$ ) биотитами

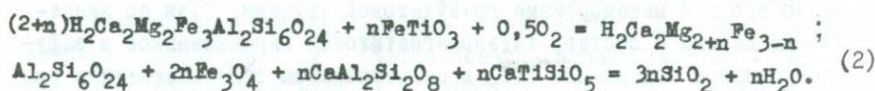
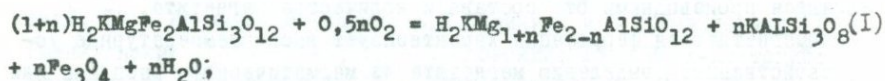


Р и с. 2. Зависимость величины железистости биотита и роговой обманки от содержания двуокиси титана в магнетите

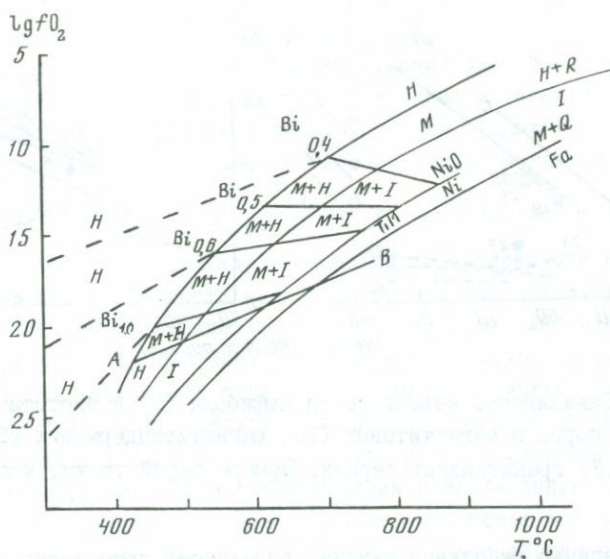
Феррофации: 1, 2 - титаномagnetитовая; 3, 4 - магнетитовая; 5, 6 - магнетитсодержащая; 7, 8 - безмагнетитовая. 1-4 - биотит; 5-8 - роговая обманка

и амфиболами (рис.2), а это, в свою очередь, указывает, во-первых, на то, что в виде титаномagnetита обособляется тот избыток железа, который не может при данных условиях войти в силикаты, а, во-вторых, на то, что первичная железистость биотита и амфибола в гранитоидах высокая, а менее железистые разновидности, ассоциирующие, как правило, с мелотитанистым магнетитом, образуются в результате разложения первичных силикатов с выделением этого магнетита в процессе охлаждения пород. Обычно в титаномagnetитовых гранитоидах в рудной форме обособляется лишь небольшая часть железа и подобные серии на диаграмме (см.рис.1) располагаются в поле безмагнетитовой фации.

Как следует из рис.3., понижение температуры и повышение фугитивности кислорода уменьшает поле устойчивости высокожелезистых силикатов, которые разлагаются с образованием менее железистых разновидностей и магнетита по реакциям типа



Этим обстоятельством обусловлено строгое соответствие между железистостью силикатов и количеством магнетита, что и положено в основу выделения феррофаций постмагматической стадии развития парагенезисов



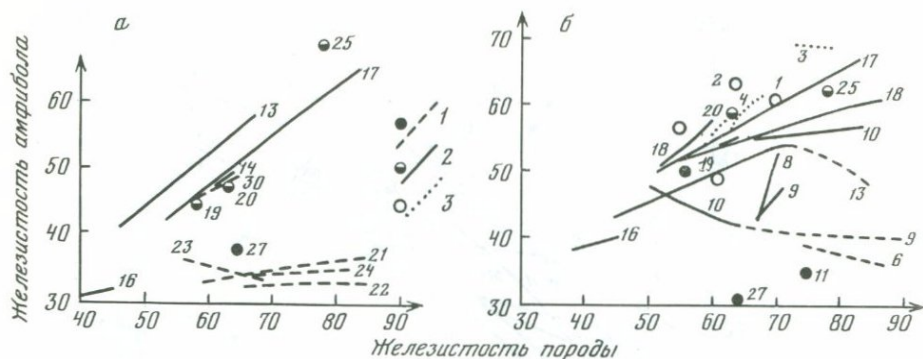
Р и с. 3. Схема феррофаций

A-B - верхняя граница устойчивости альмандин-спессартинового граната (I8). Линии моновариантных "буферных" равновесий (I4, I7) и стабильности биотита разной железистости (22) ограничивают поля разных феррофаций, которые обозначены индексами: TiM - титаномagnetитовая; M+H, M+I - магнетитовая (выше линии  $Bi_{0,5}$ ) и магнетитосодержащая (между линиями A-B и  $Bi_{0,5}$ ); H, I - безмагнетитовая (ниже линии A-B); H - титаногематитовая (выше линии равновесия M-H). Символы минералов:  $Bi_{0,4}$  - биотит и его железистость ( $f = Fe/Fe + Mg$ ), TiM - титаномagnetит, M - магнетит, H - гематит, I - ильменит, R - рутил, Fa - фаялит, Q - кварц. I4, I7, I8, 22 - номера серий на рис. I

гранитоидов. Все они характеризуются тем, что магнетит в них представлен низкотемпературной малотитанистой разновидностью.

В магнетитовой феррофации развиты биотиты и амфиболы с низкой и постоянной железистостью, не зависящей от валового состава пород (рис.4). Это важнейшая особенность минерального состава пород магнетитовой феррофации. Железистость амфибола обычно не превышает 0,45, биотита несколько выше (до 0,5). Чем эта величина меньше, тем выше содержание магнетита. Например, породы магнитогорской габбро-гранитоидной серии на Южном Урале (серия 2I на рис. I) содержит низкожелезистый амфибол ( $f = 0,3-0,35$ ) и наиболее высокое количество магнетита: I-2% в гранитах и 7-10% в габбро. В близких по валовому содержанию железа породах ауэрбаховской серии (серия 26 на рис. I) железистость амфибола возрастает до 0,45 и соответственно сокращается количество магнетита (см. рис. I).

Биотиты и амфиболы в магнетитовой феррофации характеризуются наи-

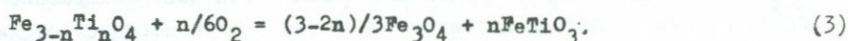


Р и с. 4. Зависимость железистости амфибола (а) и биотита (б) от железистости пород в магнетитовых (1), магнетитсодержащих (2) и безмагнетитовых (3) гранитоидных сериях. Номера серий те же, что на рис. 1

большей степени окисления железа, отражающей повышенную фугитивность кислорода во время формирования наблюдаемого парагенезиса.

В магнетитсодержащей фации величина железистости силикатов выше, чем в магнетитовой, и увеличивается с ростом кремнекислотности пород и их общей железистости (рис.4). Величина этого параметра у биотита достигает 0,6-0,7, а у амфибола обычно не превышает 0,5 и только в парагенезисе с биотитом, железистость которого больше 0,6, возрастает до значений, превышающих железистость биотита. Развитие силикатов с более высокой железистостью, чем в магнетитовой феррофации, означает, что формирование наблюдаемого парагенезиса происходило в условиях пониженной кислородной фугитивности (рис.3). Этим обстоятельством обусловлена стабильность силикатов, железистость которых лишь незначительно отличается от первично-магматической, и соответственно образование их сопровождалось выделением меньшего количества магнетита.

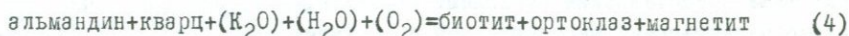
В безмагнетитовой феррофации "ресурсы" фемических силикатов как источник магнетита оказываются исчерпанными, и этот минерал в данной фации не образуется. Небольшое количество малотитанистого магнетита является результатом распада первичного титаномангнетита и всегда находится в ассоциации с ильменитом в соответствии с реакцией



Таким образом, безмагнетитовые серии представлены либо породами титаномангнетитовой феррофации, преобразованными в условиях безмагнетитовой, либо первично-безмагнетитовыми.

Железистость биотита и амфибола в безмагнетитовой фации, естественно, коррелируется с общей железистостью породы и численное значение этих величин близко, примерно отвечая первичной железистости.

Характерным минералом безмагнетитовой феррофации является альмандин, сосуществующий с биотитом, ильменитом или сульфидами. Верхняя граница устойчивости такого граната близка к линии стабильности аннита (рис.3), чем и объясняется отсутствие альмандин в магнетитовой фации, где развиты менее железистые силикаты. Основной реакцией, связывающей парагенезисы безмагнетитовой и магнетитовой фаций, является следующая:



Изложенные соотношения между железистостью силикатов и количеством магнетита, другие особенности минерального состава в совокупности с имеющимися экспериментальными данными позволяют на диаграмме (см. рис.3) выделить поля устойчивости биотита<sup>‡</sup> разной железистости, равновесного с магнетитом, отвечающие соответствующим феррофациям, титаномагнетитовой (поле **Tm**), магнетитовой и магнетитсодержащей (поля **M+I** и **M+N**) и безмагнетитовой (**N** и **I**). В соответствии с изложенными выше данными за нижнюю границу магнетитовой фации принята линия устойчивости биотита с железистостью 0,5. Это означает, что более железистые силикаты в этой фации неустойчивы и разлагаются с выделением магнетита. Первичное значение железистости биотита и амфибола было неодинаковым в породах разного состава, более высоким в породах, богатых кремнеземом. Однако в процессе охлаждения железистость этих минералов в породах данной серии выравнивается, приближаясь к составу, стабильному при  $f\text{O}_2$ -Т условиях, магнетитовой феррофации. При этом возрастание доли рудного железа в более кремнекислых породах (см. рис.) согласуется с обычно повышенной железистостью их феррических силикатов по сравнению с более ранними и основными членами серии.

За нижнюю границу магнетитсодержащей фации и верхнюю безмагнетитовой принята линия стабильности альмандин-спессартинового граната, примерно совпадающая с линией устойчивости аннита. В соответствии с этим в безмагнетитовой фации устойчивы любые по железистости биотиты и магнетит за счет их разложения не образуется.

В метаморфических биотит-амфиболовых породах зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций широким развитием пользуется титаногематит, содержащий примерно 10-15%  $\text{TiO}_2$ . Это позволяет выделить для них титаномагнетитовую феррофацию, поле которой на рис.3 обозначено индексом **N**. Если в поле магнетитовой и магнетитсодержащей фаций линии устойчивости биотита проведены по экспериментальным данным, то в поле титаномагнетитовой фации положение этих линий показано условно и отражает факт уменьшения железистости биотита в парагенезисе с титаномагнетитом по сравнению с магнетитовым парагенезисом, что свидетельствует о сокращении поля стабильности высокожелезистых биотитов.

<sup>‡</sup> Поскольку биотит более устойчив к возрастанию  $f\text{O}_2$  по сравнению с амфиболом, то парагенезисы с последним фиксируют более низкие значения фугитивности кислорода.

Разработка учения о феррофациях гранитоидов и метаморфических пород представляет собой попытку связать петрологические исследования с изучением металлогенической специализации и потенциальной рудоносности соответствующих комплексов пород. По существу в основе анализа феррофаций лежит изучение рудного процесса, продукты которого (магнетит, ильменит и другие железотитановые минералы) рассеяны в породах. Изложенные выше представления позволяют глубже понять, например, связь скарново-магнетитовых месторождений с магнетитовыми сериями гранитоидов, которая давно и надежно установлена на Урале и в других регионах СССР и мира. Эта связь обусловлена тем, что внедрение интрузива создает в ореоле его влияния физико-химическую обстановку магнетитовой феррофации, что приводит к массовому магнетитообразованию за счет феррических силикатов как в самом интрузиве, так и во вмещающих его породах. В тех случаях, когда реализуются условия для перехода магнетита в подвижное состояние, он может переотлагаться в рудные тела. Зона выноса магнетита фиксируется щелочными метасоматитами, "осветленными" породами, столь характерными для скарново-магнетитовых месторождений. При формировании этих пород титан остается инертным и фиксируется в сфене. Различное поведение железа и титана составляет характерную особенность начала собственно рудного процесса. При рассеянном магнетитообразовании в самих гранитоидах и вмещающих породах оба эти элемента ведут себя инертно и сходно.

Как известно, серии, потенциально продуктивные на скарново-магнетитовое оруденение, обладают некоторыми особенностями химического состава. Однако обязательным условием, по-видимому, для реализации этой потенциальной продуктивности является становление интрузива в магнетитовой феррофации. Примером могут служить два уральских габбро-гранитоидных комплекса, близких по геологической позиции и петрохимии и принадлежащих по этим параметрам к потенциально рудоносным: магнитогорский и иргизский. Первый из них сформировался в условиях магнетитовой фации: характеризуется широким развитием малотитанистого магнетита, ассоциированного с низкожелезистыми амфиболами и биотитами, высокой долей железа в рудной форме (см. рис. I) и сопровождается крупными железорудными месторождениями. Иргизский же комплекс закончил свое формирование в условиях титаномагнетитовой феррофации. В породах комплекса титаномагнетит, содержащий 8-10%  $TiO_2$ , ассоциирует с высокожелезистыми силикатами ( $r_{Bi} = 0,67, r_{Am} = 0,69$ ), доля рудного железа даже в гранитоидах составляет лишь 35% (см. рис. I) и скарново-магнетитовые месторождения в связи с этим комплексом отсутствуют.

Не менее очевидна связь с феррофациями гранитоидов и других рудных месторождений. Так, большая часть золоторудных месторождений ассоциирована с гранитоидами магнетитсодержащей фации, оловорудных и некоторых типов редкометалльных - с гранитоидами без магнетитовой фации. В последнем случае особое значение приобретает совместное рассмотрение

геохимии железа и титана, так как многие минералы последнего являются концентраторами редких элементов.

Металлогенетические приложения результатов изучения феррофаций гранитоидов в настоящее время уточняются и проверяются.

УДК 549.905.3:553.3.062/.067

## ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ И ИХ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МНОГОСТАДИЙНЫХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д.О.Овтов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г. Москва, СССР

Образование большинства крупных эндогенных месторождений носит отчетливый дискретный, прерывистый характер. В процессе их формирования выделяется несколько стадий минерализации<sup>х</sup>, в том числе ряд продуктивных, в течение которых возникает одновременные минеральные парагенетические ассоциации. Детальное изучение минеральных парагенезисов различных стадий и их типоморфных особенностей позволяет подойти к решению ряда важных проблем теории рудообразования, таких, как история и динамика формирования месторождений, эволюция состава и состояния рудоносных растворов, закономерности процессов рудоотложения и зонального размещения минеральных комплексов.

Месторождения молибденит-сульфидно-вольфрамитовой формации встречаются в областях тектово-магматической активизации консолидированных структур, пространственно и генетически связаны с гранитоидами повышенной калиевой щелочности. Размещение интрузивов гипабиссальных и близповерхностных фаций контролируются глубинными разломами. В зависимости от локальных структурных факторов образуются месторождения жильного и штокверкового типов. Процессы рудообразования часто сопряжены во времени с внедрениями внутриминерализационных даек магматических пород (аплиты, аплит-порфиры, микрограниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, сиениты, порфиры и др.). Установлена следующая типовая последовательность проявлений стадий минерализации: I. Дорудная полевошпатовая. II. Микроклин-молибденитовая. III. Кварц-редкометалльно-сульфовисмутит-вольфрамитовая. IV. Кварц-полисульфидно-гюбнеритовая. V. Флюорит-кварц-карбонатная. Наиболее продуктивными являются вторая, третья и четвертая стадии минерализации, определяющие минеральные типы месторождений. В микроклин-молибденитовую стадию наиболее интенсивно проявился калиевый щелочной метасоматоз (микроклинизация II, биотитизация), который завершился кислотным выщелачиванием (грейзенизация I). В эту стадию в гранитах образуются многочисленные штокверковые прожилки,

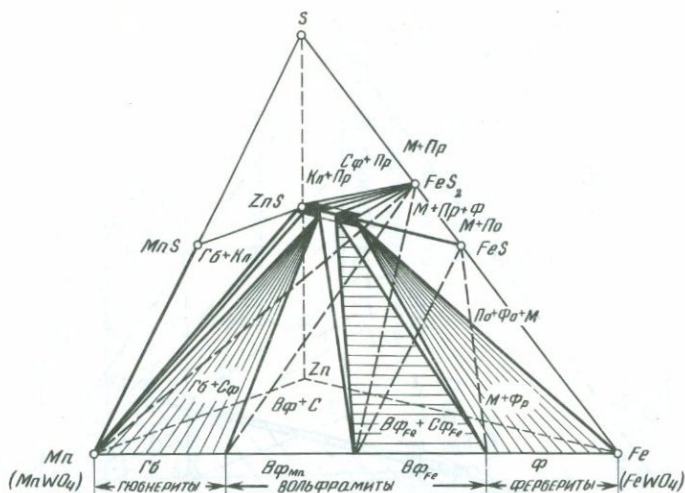
<sup>х</sup> О стадиях минерализации и критериях их выделения см. [4,6].

сложные типоморфным микроклин-пирит-молибденитовым парагенезисом с кварцем, флюоритом и др. При переходе оруденения из гранитов во вмещающие метаморфические сланцы и диориты образуется своеобразный пирит-молибденит-биотитовый парагенезис, слагающий многочисленные прожилки и зоны. В конце даянной стадии в гранитах возникает кварц-мусковитовые грейзены с характерным пирит-молибденит-кварцевым парагенезисом вильном выполнении. В продуктивные вольфремоносные стадии минерализации, сопровождаемые кислотным выщелачиванием (грейзенизация, "березитизация"), в кварцевых жилах и прожилках образуются типоморфные минеральные ассоциации, содержащие минералы группы вольфрамита, сульфиды железа, цинка, свинца, меди, висмута и серебра. Среди нерудных минералов, кроме преобладающего кварца, широко развиты мусковит, флюорит, калиевый полевой шпат и карбонаты.

Нами [4] и другими исследователями [1,2] показано, что состав минеральных парагенезисов при формировании рассматриваемых месторождений определяется главным образом составом рудоносных растворов разных стадий и прежде всего концентрацией в них ведущих катионов  $Mn^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Bi^{3+}$ ,  $Zn^{2+}$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Ag^{1+}$  и анионов  $WO_4^{2-}$ ,  $S^{2-}$ ,  $F^-$ ,  $CO_3^{2-}$  и др. Так, состав сосуществующих минералов группы вольфрамита и сфалерита зависит не столько от влияния вмещающих пород, температуры, pH, сколько от соотношения концентраций  $Mn^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  в растворах (рис.1). При резком преобладании в них  $C_{Fe^{2+}}$  над  $C_{Mn^{2+}}$  в ассоциации с ферберитом обычно образуются богатый железом сфалерит-марметит; при обратном соотношении концентраций этих катионов возникает гюбнерит в парагенезисе с безжелезистым сфалеритом-клеюфаном, иногда с триплитом и родохрозитом. Промежуточные составы вольфрамитов и сфалеритов образуются в условиях относительного равенства активностей  $Mn^{2+}$  и  $Fe^{2+}$ . В парагенезисе с вольфрамитами и сфалеритами образуются в одних случаях существенно свинцово-висмутовые сульфосоли ряда висмутин - галенит (лид-лианит, козелит, галеновисмутит и т.д.), в других - медно-свинцово-висмутовые (айкинит, хеммарит, гладит и др.), в третьих - серебро-свинцово-висмутовые (густавит, матильдит и др.), отражающие обогащенность растворов наряду с висмутом также свинцом, медью и серебром.

Другим важным фактором, определяющим тот или иной парагенезис вольфрамитов с сульфидными минералами, является концентрация сульфидной серы ( $S^{2-}$ ), которая обуславливает возникновение либо высокосернистых (пирит, висмутин и др.), либо без- и малосернистых (пирротин, самородный висмут и др.) парагенезисов (см. рис.1). В условиях низкой концентрации серы в растворах ее недостаток компенсируется входением аниона  $Te^{2-}$  в структуры минералов вместо  $S^{2-}$  с образованием разнообразных сульфотеллуридов висмута (рис.2). Поэтому в малосернистых парагенезисах в ассоциации с пирротинном и самородным висмутом обычно встречаются различные сульфотеллуриды висмута и свинца.

Вместе с тем в условиях высокой активности серы в растворах железо



Р и с. I. Диаграмма состав - парагенезисы минералов в системе  $Mn(MnWO_4)$ - $Fe(FeWO_4)$ - $Zn-S$

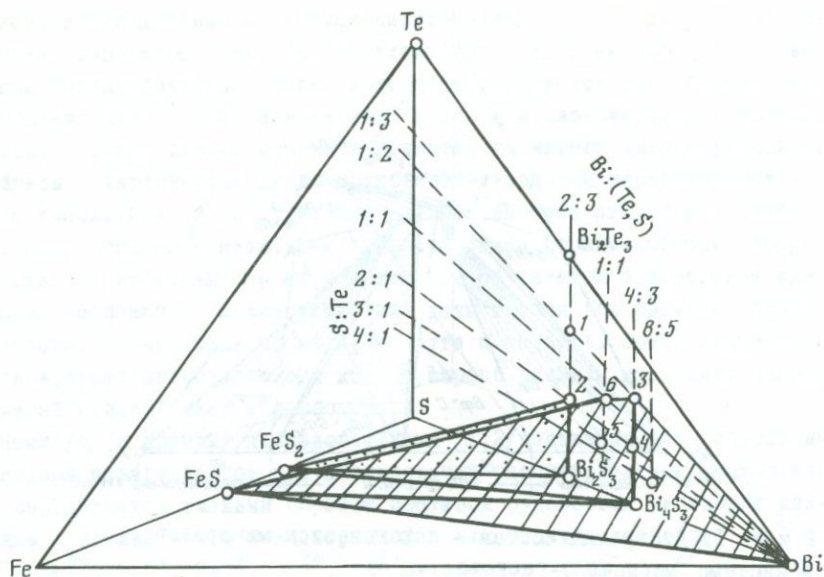
Гб - гюбнерит; Вф<sub>Mn</sub> - вольфрамит марганцовистый; Вф<sub>Fe</sub> - вольфрамит железистый; Фр - ферберит; MnS - алабандин; FeS<sub>2</sub> - пирит; FeS - пирротин; состав сфалерита ZnS : кл - клейофан; сф - сфалерит; м - марматит.

Типоморфные парагенезисы минералов (см. табл. I): I - пирит-клейофан-алабандин-гюбнеритовый (редкий); II - пирит-клейофан-гюбнеритовый; III - пирит-сфалерит-вольфрамитовый; IV - пирит-ферберитовый; V - пирротин-сфалерит-вольфрамитовый; VI - пирротин-марматит-ферберитовый

в первую очередь связывается в форме пирита в зонах околорудного метасоматоза и рудных жилах, что приводит к образованию без- или малозелезистых рудных минералов (гюбнерит, клейофан и др.), иногда даже алабандина.

В целом с учетом всего изложенного в продуктивные стадии минерализации можно выделить следующие типоморфные минеральные парагенезисы при формировании рассматриваемых месторождений (табл. I). Некоторые из перечисленных парагенезисов встречается весьма редко, так, пирит-алабандин-клейофан-гюбнеритовый парагенезис образуется в условиях крайне высокой концентрации сульфидной серы (порядка  $10^{-2}$  м/л [2]), иногда в ассоциации с тунгстенимом  $WS_2$ , что в природе редко реализуется.

Температура образования указанных парагенезисов по данным гомогенизации газово-жидких включений в минералах [1, 5] варьирует от начала к концу стадий: молибденитовой от  $400-380^{\circ}C$  до  $340^{\circ}C$ ; редкометаллово-вольфрамитовой - от  $360-350$  до  $250^{\circ}C$ ; полисульфидно-гюбнеритовой - от  $320-300^{\circ}C$  до  $200-180^{\circ}C$ . Экспериментальные и термодинамиче-



Р и с. 2. Диаграмма состав - парагенезисы минералов в системе Fe-Bi-Te-S

Кроме пирротина ( $\text{FeS}$ ), пирита ( $\text{FeS}_2$ ), висмутина ( $\text{Bi}_2\text{S}_3$ ), самородного висмута ( $\text{Bi}$ ) и редких иконолита ( $\text{Bi}_4\text{S}_3$ ) и теллуrowисмута ( $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ ) показаны также сульфотеллуриды висмута: 1 -  $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$  - тетрадимит; 2 -  $\text{Bi}_2\text{TeS}_2$  - чикловаит; 3 -  $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$  - жозеит В; 4 -  $\text{Bi}_4\text{TeS}_2$  - жозеит А; 5 -  $\text{Bi}_4\text{TeS}_3$  - грюнлингит; 6 -  $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}_2$  - минерал М; 7 -  $\text{Bi}_8\text{TeS}_4$  - оруэтит. Точками выделен высокосернистый парагенезис пирит-висмутин-чикловаит, штриховкой - малосернистый парагенезис пирротин-самородный висмут-сульфотеллуриды висмута

ские данные [1, 2, 7] показывают, что мало- и безсернистые минералы (пирротин, самородный висмут и сульфотеллуриды и др.) образуются в условиях восстановительной среды из слабо- и умереннощелочных растворов, тогда как высокосернистые парагенезисы (пирит, висмутин, сульфовисмутиты  $\text{Pb, Cu}$  и  $\text{Ag}$ ) возникают в более окислительной обстановке из слабокислых и нейтральных растворов. Наблюдаемая смена типоморфных минеральных парагенезисов в различные стадии минерализации свидетельствует о существенном изменении прежде всего катионного состава рудоносных растворов, отщепляемых магматическим очагом в разное время при относительно слабой вариации анионного их состава ( $\text{S}^{2-}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{OH}^-$  и др.). В пределах отдельных стадий смена минеральных парагенезисов обусловлена изменениями температуры, режима кислотности-щелочности растворов, окислительно-восстановительных условий и других факторов.

Таблица I

Типоморфные минеральные парагенезисы, образующиеся в продуктивные стадии минерализации молибденит-сульфидно-вольфрамитовых месторождений

№	Стадии минерализации	Соотношения $C_{Mn^{2+}} : C_{Fe^{2+}}$ в растворах	Типоморфные минеральные парагенезисы	
			высокосернистые	малосернистые
I	Микроклин-молибденитовая	—	1. Микроклин-пирит-молибденитовый 2. Биотит-пирит-молибденитовый 3. Кварц-мусковит-пирит-молибденитовый	— — —
II	Кварц-редкометалльно-сульфовисмутит-вольфрамитовая	$C_{Mn^{2+}} \gg C_{Fe^{2+}}$	1. Пирит-редкометалльно-клеюфан-гюбнеритовый с висмутином	} Не известны
		$C_{Mn^{2+}} \approx C_{Fe^{2+}}$	2. Пирит-сульфовисмутитовый (айкинит, хаммарит, густавит и др.) 3. Пирит-редкометалльно-сфалерит-вольфрамитовый с висмутином	
		$C_{Mn^{2+}} \ll C_{Fe^{2+}}$	4. Пирит-карбонат-сульфовисмутитовый (козалит, галеновисмутит, лиллианит и др.) 6. Пирит-марматит-ферберитовый (редкий)	
III	Кварц-полисульфидно-гюбнеритовая	$C_{Mn^{2+}} \gg C_{Fe^{2+}}$	1. Кварц-пирит-клеюфан-гюбнеритовый (Нв <sub>T</sub> ) 2. Кварц-полисульфидно-гюбнеритовый (Нв <sub>П</sub> ) с галенитом, халькопиритом, клеюфаном и блеклыми рудами 3. Триплит-родохрозит-гюбнеритовый с сульфидами 4. Пирит-алабандин-клеюфан-гюбнеритовый, иногда с $WS_2$ (редкий)	} Не известны — —

Латеральная зональность оруденения относительно рудоносных интрузивов обусловлена изменениями структурных условий локализации и состава восходящих растворов разных стадий. Смена с глубиной в рудных жилах пирит-висмутин-вольфрамитового парагенезиса пирротин-висмут-вольфрамитовым указывает на возрастание с глубиной восстановительных условий и pH растворов.

Месторождения комплексных руд редких земель, бария, стронция, фтора, железа преимущественно развиты в областях тектоно-магматической активизации древних платформ, щитов и складчатых зон фанерозоя. Пространственно и генетически они тесно связаны с вулканоплутоническими и плутоническими сериями базальтоидно-щелочных магм калиевого ряда. По петрохимическим особенностям породы этих серий варьируют от щелочных базитов через щелочные породы к субщелочным гранитоидам. Характерной особенностью этих пород являются резкое преобладание калия над натрием, повышенная концентрация редких земель, фтора, бария, стронция и фосфора, при этом максимальное содержание таковых наблюдается в меланократовых разностях щелочных пород.

Размещение базальтоидно-щелочных пород и ассоциированных с ними месторождений контролируется крупными разрывными нарушениями — глубинными разломами по периферии платформ, щитов и срединных массивов, продольными разломами на стыке складчатых структур, сквозьструктурными разломами фундамента, рифтовыми и рифтогенными структурами, линейментами и др. Возраст базальтоидно-щелочных пород и ассоциированных с ними месторождений колеблется от верхнего протерозоя до мезозоя-кайнозоя. Наиболее характерной геохимической особенностью этих месторождений является необычайно высокая концентрация в рудах и околорудных метасоматитах редких земель, бария, стронция, фтора и частично железа и фосфора при отсутствии ниобия, тантала и циркония, столь характерных для карбонатитовых месторождений.

Выделяются две группы месторождений по глубинности формирования — близповерхностные и гипабиссальные [3]. Образование комплексных редкоземельных месторождений было весьма сложным. Эндогенная минерализация этих месторождений происходила в два этапа: позднемагматическом и, наиболее интенсивно, постмагматическом. В течение каждого этапа выделяется несколько продуктивных стадий минерализаций. Обобщение имеющихся данных по особенностям проявлений минерализации и истории формирования месторождений позволяет наметить следующую схему последовательности минералообразования. А. Позднемагматический этап: I. Магнезиально-скарновая стадия; II. Редкоземельно-эпатит-бритолититаномангнетитовая. Б. Постмагматический этап: III. Флогопит-амфиболмагнетитовая; IV. Монцит-кальцитовая; V. Флюорит-барит-карбонат-бастнезитовая; VI. Эгириновая. VII. Кварц-сульфидно-карбонатная. Наиболее продуктивными стадиями являются II, III, IV, V. В процессе последовательного проявления этапов и стадий минерализации существенно меня-

Таблица 2

Типоморфные минеральные парагенезисы барий-фтор-железо-редкоземельных месторождений

Этапы минерализации	Стадии минерализации	Типоморфные парагенезисы минералов рудных тел
А. Позднемагматический	I. Магнезиально-скарновая	1. Периклаз-шпинель-клиногумит-доломитовый 2. Флогопит-доломит-гумитовый с ортитом и чевкинитом
	II. Редкоземельно-апатит-бритолит-титаномагнетитовая	3. Редкоземельноапатит-бритолит-титаномагнетитовый 4. Титаномагнетит-микроклиновидный
Б. Постмагматический	III. Флогопит-амфибол-магнетитовый с фосфатами TR	5. Монацит-магнетитовый 6. Флогопит-арфведсонит-магнетитовый с монацитом, ксенотимом и апатитом
	IV. Монацит-кальцитовая	7. Монацит-кальцитовый с баритом и апатитом
	V. Флюорит-барит-карбонат-бастнезитовая	8. Флюорит-барит-сидерит-бастнезитовый с паризитом, синхизитом и др. 9. Флюорит-целестин-карбонат-бастнезитовый с паризитом и др.
	VI. Эгириновая	10. Флюорит-стронцианит-кальцитовый и фторкарбонатами редких земель
	VII. Кварц-сульфидно-карбонатная	11. Флюорит-барит-карбоцеранитовый 12. Флюорит-кальцит-бенстонитовый с фторкарбонатами TR
VIII. Эгириновая	13. Эгириновый с поздними монацитом и фторкарбонатами TR, торитом и эминитом	
IX. Кварц-сульфидно-карбонатная	14. Кварц-карбонатный с пиритом, халькопиритом, сфалеритом 15. Флюорит-кварц-кальцитовый	

ется минеральная форма основных ведущих элементов. Так, редкие земли в позднемагматическом этапе минерализации представлены силикатами (ортит, чевкинит), силикофосфатами (бритолит) и редкоземельным апатитом, содержащим до 10-13%  $TR_2O_3$ . В ранние стадии постмагматического этапа они обрезают фосфаты редких земель, главным образом монацит, в меньшей степени ксенотим и апатит, а в поздние стадии преобладают фторкарбонаты и карбонаты редких земель (бастнезит, паризит, синхизит,

карбонатами и др.). Минеральная форма железа меняется от титаномангнетита в позднемагматическом этапе через магнетит к сидериту и гематиту в поздние стадии. В гипабиссальных месторождениях в ранние стадии образуются титан- и берийсодержащие флогопиты, силикаты бария и титана (бастит, батисит, бафертисит [8]), а в близповерхностных месторождениях в поздние стадии широко развиты сульфаты (барит, баритоцелестин, целестин) и карбонаты (стронцианит, бенстонит и др.) бария и стронция.

Типоморфные минеральные парагенезисы, образующиеся в различные этапы и стадии минерализации, приведены в табл.2.

Термобарогеохимическое изучение [5] важнейших минералов указанных парагенезисов (редкоземельный апатит, бритолит, монацит, флюориты разных генераций, барит, целестин и др.) показывает, что ранние минеральные парагенезисы апатит-бритолит-титаномангнетитовой стадии образовались из силикатно-солевых расплавов-рассолов при высоких температурах от 1100-900°C до 700°C в условиях щелочной среды. В постмагматическом этапе отложение минералов магнетитовой стадии (apatит, монацит и др.) происходило из концентрированных солевых растворов (общая концентрация солей в расчете на NaCl+KCl порядка 50-60 вес.%) при температурах от 480°C до 350°C при умеренной щелочности растворов (флогопитизация, микроклинизация и развитие щелочных амфиболов, арведсонита). В наиболее продуктивную флюорит-барит-карбонат-бастнезитовую стадию образование минералов имело место из умеренно концентрированных кислых растворов при температурах от 320-300°C до 250-220°C, сопровождающееся окварцеванием и флюоритизацией вмещающих пород. В эгириновую стадию образование минералов происходило из высокощелочных существенно натриевых растворов. В наиболее позднюю кварц-карбонатную стадию минерализация происходила из слабоконцентрированных близнейтральных растворов при температурах 200-150°C.

Таким образом, в процессе формирования рассматриваемых комплексных редкоземельных месторождений происходит отчетливая эволюция во времени от ранних стадий к поздним не только состава, но и фазового состояния, температуры и кислотности-щелочности рудообразующих систем: силикатно-солевые расплавы-рассолы (1100 - 700°C) — высококонцентрированные солевые растворы (480-350°C) — умеренно-концентрированные газовой-жидкие растворы (320-220°C) — слабоконцентрированные газовой-жидкие растворы (200-150°C).

#### Л и т е р а т у р а

1. Колонин Г.Р., Косалс Я.А. Физико-химические условия молибден-вольфрамового рудообразования на месторождениях кварц-грейзеновой формации.-В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного оруденения. Т. I. Новосибирск : Наука, 1979.
2. Коренбаум С.А. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М.: Наука, 1970.

3. Онтюев Д.О. Некоторые вопросы геологии фтор-редкоземельно-железородных месторождений. - Геология руд. месторождений, 1963, № 3.
4. Онтюев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974.
5. Онтюев Д.О., Кандинов М.Н. Связь геологических и термобарических условий формирования фтор-железо-редкоземельных месторождений. - В кн.: Термобарогеохимия и рудогенезис. Владивосток, 1980.
6. Стадийность минерализации и зональность гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1979.
7. Широносова Г.П., Колонин Г.Р. Изучение взаимоотношений ферберита с пиритом в гидротермальных условиях. - В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975.
8. Хомяков А.П., Семенов Е.И. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. М.: Наука, 1972.

УДК 549.01:536.5:553.634.12

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ  
БОЛГАРИИ

Т.Тодоров, М. Кръстева

Геологический институт Болгарской академии наук, г.София, НРБ

На территории Болгарии известно несколько рудопроявлений флюорита. Всесторонним их изучением, в том числе и вопросами температуры образования, занимались многие исследователи [1-5, 8-9, 12, 14-16, 19-24]. По их данным, большая часть месторождений флюорита является низко- и среднетемпературной, с максимальной температурой кристаллизации 270°C и минимальной 70°C. Только для флюорита месторождения Бабяк установлена температура выше 300°C. Вместе с тем по отдельным месторождениям различными авторами получены результаты, которые различаются в значительной степени, а иногда и трудно увязываются. Это побудило нас провести систематическое изучение температурных условий образования флюоритовой минерализации НРБ. Результаты вкратце рассмотрены ниже.

## Краткие сведения о флюоритовом оруденении

Важнейшие месторождения и рудопроявления флюорита Болгарии можно отнести к следующим типам: кварц-флюоритовым жильным (Славянка), кварц-карбонат-флюоритовым метасоматическим (Михалково, Доспат), сульфидно-флюоритовым (Бабяк, Барутин-Буйново) и сульфидно-барит-флюоритовым жильным (Устрем, Югово) и метасоматическим (Чипровци, некоторые тела месторождения Югово) [15]. В основном они расположены на территории Родопского и Сербо-Македонского массивов и связаны с альпийской их автономной активизацией [15, 20]. Лишь месторождение Чипровци находится в Западных Балканах, где оруденение считается герцинским [21]. Кроме флюорита, широкое распространение во всех месторождениях имеют кварц и кальцит, а в сульфидно-барит-флюоритовых и сульфидно-флюоритовых — также барит и сульфиды железа, свинца, цинка, меди и молибдена. В кварц-флюоритовых и кварц-карбонат-флюоритовых месторождениях основная часть сульфидов отлагалась раньше флюорита и барита, а в сульфидно-барит-флюоритовых и сульфидно-флюоритовых сульфиды наложены на флюорит и барит.

## Методика исследования

С целью определения температурных условий формирования флюоритовой минерализации нами были изучены включения в минералах месторождений Михалково, Славянка, Югово, Устрем (участок Барита) и Чипровци (уча-

сток Стайна чука) и рудопроявления Доспат. Включения исследовались методами гомогенизации и декрепитации. Основным объектом изучения были различно окрашенные кристаллические и зернистые разности флюорита и в меньшей степени кварца, барита и кальцита. Выделение этих минералов на большинстве рассматриваемых месторождений происходило в течение всего процесса минералообразования, вследствие чего изучение их различных генераций позволило с достаточной полнотой расшифровать картину изменения температурных условий формирования флюоритоносных рудных тел. На каждом месторождении анализировались вещественный состав руд и парагенетические ассоциации с целью определения генерации минералов и последовательности их отложения, а также для изучения их пространственного распределения. Общее количество просмотренных образцов превосходит 100, а число проведенных определений температур гомогенизации - 3000.

Гомогенизация гетерогенных включений (жидкость + газ + твердая фаза) проводилась с помощью термокамеры типа "Кюфлера", которая позволяет нагревать минеральные пластинки вплоть до 350°C. Регистрация температуры нагрева и гомогенизации осуществлялась ртутным термометром с точностью  $\pm 1^{\circ}\text{C}$ . При работе использована методика Н.П.Ермакова [6,7].

Регистрация температур декрепитации включений в минералах осуществлялась одноканальным декрепитометром. Исследовалась минеральная фракция 0,2-0,5 мм. Для температуры образования минералов принималась температура начала массового растрескивания включений [10]. Данные этого метода, однако, использованы только для определения температуры формирования светло-фиолетового флюорита III генерации из месторождения Славянка, в котором визуально не было установлено присутствие газово-жидких включений.

#### Типы включений в минералах

Во флюорите установлено большое количество неравномерно распределенных мелких (в основном размерами 0,01-0,05 мм) включений, а кварц, кальцит и барит в значительной степени беднее ими. Подавляющее большинство включений газово-жидкие, гомогенизирующиеся в жидкую фазу. Только в фиолетовом флюорите из месторождения Устрем встречено несколько десятков трехфазовых (газово-жидкие с твердой фазой) включений. Кроме того, наряду с двухфазовыми и трехфазовыми встречается очень много однофазовых жидких включений. Следует отметить, что ни в одной из исследованных проб не обнаружены крупные газово-жидкие включения, а также включения с жидкой углекислотой.

Особенности установленных включений в исследованных минералах позволяют отнести их к группам первичных, первично-вторичных (мнимовторичных) и вторичных включений по классификации Н.П.Ермакова [7].

## Результаты гомогенизации и декрепитации включений

Результаты проведенных нами минералого-термометрических исследований показывают следующее.

Месторождение Михалково. На месторождении Т.Тодоровым [14] выделено три стадии минерализации: сульфидно-кварцевая (I), флюоритовая с тремя минеральными парагенезисами (II.1-II.3) и кальцитовая (III). Температура гомогенизации первичных и первично-вторичных газовой-жидких включений в исследованных минералах этого месторождения осуществляется в следующих температурных интервалах [16]:

- I. Кварц I генерации - 256-196°C, чаще всего 250-220°C;
- II.1. Флюорит I генерации - 243-135°C, чаще всего 200-145°C;
- II.1. Кварц II генерации - 165°C;
- II.2. Кальцит I генерации - 210-127°C, чаще всего 170-130°C;
- II.2. Флюорит II генерации - 195-110°C, чаще всего 160-130°C;
- II.2. Кварц III генерации - 173-115°C, чаще всего 148-130°C;
- II.3. Барит - 130-125°C;
- II.3. Кальцит II генерации - 130-110°C, чаще всего 135-118°C;
- II.3. Флюорит III генерации - 105-87°C, чаще всего 100-90°C.

Вторичные включения в кальците I и II генерации гомогенизировались в температурном интервале 83-61°C. Образование этих включений мы связываем с наложением кальцита III генерации на первые две генерации этого же минерала.

Анализ полученных данных по гомогенизации газовой-жидких включений во флюорите показывает, что намечается повышение температуры его образования на глубину и с приближением к основному рудоконтролирующим разломом (прямая горизонтальная и вертикальная температурная зональность). Однако в связи с тем, что различные структурные блоки в районе месторождения подвержены неодинаковым послерудным передвижкам и большинство эксплуатационных и разведочных горизонтов невозможно опробовать, проявление этой зональности на сегодняшний день очень трудно изучить в деталях.

Месторождение Славянка. На месторождении нами выделены три стадии минерализации - сульфидно-кварц-халцедоновая (I), кварц-флюоритовая с тремя минеральными парагенезисами (II.1-II.3), кварц-карбонатная (III). Температура гомогенизации первичных и мнимовторичных газовой-жидких включений в кварце I генерации и флюоритах I и II генерации следующая:

- I. Кварц I генерации - 272-235°C, чаще всего 250-235°C;
- II.1. Флюорит I генерации - 220-160°C, чаще всего 190-170°C;
- II.2. Флюорит II генерации - 210-130°C, чаще всего 160-140°C.

Во флюорите III генерации газовой-жидких включений визуально установить не удалось. Для определения температуры его образования использовался метод декрепитации - изменяющаяся в разных пробах от 140 до 100°C.

По данным разведки месторождения, по мощности и падению рудных тел наблюдается зональное распределение разноокрашенных флюоритов. Эта

зональность выражена локализацией светло-фиолетового флюорита III генерации в центральных частях рудных жил и на глубоких горизонтах. Зеленый флюорит (I генерация) распространен обычно на верхних горизонтах и около зальбандов рудных тел. Между этими двумя разно окрашенными разностями флюорита в пространстве и во времени отлагался светло-зеленый до бесцветного флюорит II генерации. Судя по результатам гомогенизации включений, эти данные указывают на проявление прямой (по мощности) и обратной (по падению) температурной зональности рудных жил.

Месторождение Югово. Здесь проявлено несколько стадий минерализации. Флюорит, однако, представлен одной генерацией и вместе с баритом отлагался после образования пирита и молибденита, но раньше сульфидов свинца, цинка и меди. Исследовались преимущественно флюорит, окрашенный в густо-фиолетовые и зеленые тона, частично кальцит из последней стадии минерализации рудных жил. Результаты гомогенизации их первичных и мнимовторичных включений дают следующие данные:

флюорит фиолетовый - 267-144°C, чаще всего 200-160°C;

флюорит зеленый - 220-100°C, чаще всего 170-130°C;

кальцит бесцветный - 150-130°C, чаще всего 140-130°C.

Месторождение Устрем. Здесь флюорит тоже проявлен одной генерацией и вместе с крупнокристаллическим баритом отлагался раньше сульфидов и карбонатных минералов. В этих двух минералах гомогенизация газожидких включений происходила в следующих температурных интервалах:

флюорит густо-фиолетовый - 250-120°C, чаще всего 220-180°C;

барит - 240-133°C, чаще всего 215-170°C.

Как было отмечено, только во флюорите этого месторождения были встречены газожидкие включения с твердой фазой (галит?). Гомогенизация этих включений происходит в тех же температурных границах, что и двухфазовых газожидких включений.

Месторождение Чипровци. Газожидкие включения во флюорите этого месторождения гомогенизируются в температурном интервале 130-90°C, чаще всего 130-110°C. Флюорит обычно беден включениями.

Рудопроявление Доспат. Исследовался мелкозернистый фиолетовый флюорит этого рудопроявления. Температура гомогенизации газожидких первичных включений составляла 160-90°C, чаще всего 140-90°C.

Кроме того, установлено, что интервал температур кристаллизации основной массы флюорита в жильных месторождениях составляет 20-40°C и реже 45°C, а в метасоматических 40-90°C.

#### Некоторые выводы

Все газожидкие включения гомогенизируются в жидкую фазу. Месторождения формировались на небольших глубинах, в связи с чем температура гомогенизации нами принималась за температуру образования минерала. Таким образом, для отдельных месторождений могут быть указаны следующие температурные интервалы их образования: 272-120°C для месторож-

дения Славянка, 267–70°C для месторождения Югово, 260–80°C для месторождения Михалково, 250–120°C для месторождения Устрем, 160–90°C для рудопроявления Доспат и 130–90°C для месторождения Чипровци. Для месторождения Бабяк А.Делчевым и С.Димитровым [4] отмечается температура выше 300°C.

Образование отдельных минеральных парагенезисов происходило в более узком интервале температуры. Кроме того, во всех месторождениях, начиная от раннего к поздним парагенезисам, наблюдается понижение температур минералообразования. В ряде случаев, однако, устанавливается и рекуррентность температуры в начале каждой последующей стадии минерализации.

Полученные нами данные по температурам гомогенизации включений в исследованных минералах находятся в тех же интервалах, которые приводятся для них рядом исследователей гидротермального рудообразования, в частности флюоритовых месторождений [11, 13, 17, 18]. Подтверждены также и наблюдающиеся различия в интервале температур кристаллизации основных масс флюорита в рудных телах – 20–40°C и реже 45°C для жильных и 40–90°C для метасоматических месторождений. Причиной этого, как отмечает Л.С. Пузанов [13], является тот факт, что процесс минералообразования на метасоматических месторождениях происходит чаще всего под горизонтами кристаллических сланцев, играющих роль экранов для фтороносных растворов, т.е. рудогенез имеет место в условиях более закрытой системы, чем при кристаллизации флюорита в жильных структурах.

Таким образом, по данным изучения газово-жидких включений, основная часть флюоритовой минерализации НРБ образовалась в средне- и низкотемпературных условиях, и только флюорит из грейзенового месторождения Бабяк формировался при температурах выше 300°C. Фтороносные термы, очевидно, принадлежали к слабоконцентрированным (установлены преимущественно двухфазовые газово-жидкие и однофазовые жидкие включения) истинным водным растворам (гомогенизация осуществляется только в жидкую фазу). Отложение флюорита и сопутствующих минералов происходило при низком давлении и на небольших глубинах (отсутствуют включения с жидкой углекислотой). Повышенная концентрация минералообразующих растворов была характерна единственно для месторождения Устрем, где были встречены, как уже отмечалось, и газово-жидкие включения с твердой фазой. Сделанные выводы о концентрации растворов и давлении подтверждаются более точными данными, полученными методом криометрии и изучения состава газовой фазы включений [23, 24].

#### Л и т е р а т у р а

1. Бонев И. Влакнест монтмориллонит и "флюоритови гели" от находище Славянка, Благоевградски окръг. – Геох., минер. и петр., 1979, II, с. 66–79.
2. Велчев В.Н., Мельников Ф.П. Опыт применения микроскопа со столиком Кюфлера для термо- и криометрических исследований жидких включений в некоторых минералах. – В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 123–128.

3. Волчанова Е., Калчева А., Шумлянски В. О минералах зоны окисления гидротермальной минерализации в районе горы Кожух.-Сп.Бълг.геол. д-во, 1975, 35, № 3, с. 334-338.
4. Делчев А., Димитров С. Геология и геохимия особенности на находище Бабяк, Благоевградско.-Год. Глав.управл. геология, отд.А,1965, 15, с.5-34.
5. Димитров Д.К. Температуры образования флюоритовых месторождений в Родопском срединном массиве-В кн.:Минералогическая термометрия и барометрия.Т. П. М.: Наука, 1968, с.277-285.
6. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1950.
7. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.:Недра, 1972.
8. Зидарова Б., Малеев М., Костов Ив.Кристаллогенезис и хабитусна зоналност на флуорита от Михалковското находище,Централните Родопи.-Геох., минер. и петр., 1978, 8, с.3-26.
9. Зидарова Б., Костов Ив. Особенности на флуорита от находище Палат, Благоевградски окръг.-Геох., минер. и петр.,1979, 11,с.61-65.
10. Наумов В.Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации.-В кн.:Минералогическая термометрия и барометрия.Т. П. М.: Наука, 1968, с. 37-43.
11. Наумов В.Б., Малинин С.Д. Новый метод определения давления по газово-жидким включениям.-Геохимия, 1968, 4, с.432-441.
12. Нечев А. Флуоритовото месторождение Славянка, с. Палат,Благоевградски окръг.-Геох., минер. и петр., 1979, 11, с.35-50.
13. Пузынов Л.С. Температуры образования и температурная зональность флюоритового оруденения.-Геол.рудн.месторождений, 1972,4, с.66-75.
14. Тодоров Т. Минерален състав,стадии на минерализация и генезис на флуоритовите находища от Михалковското рудно поле.-Изв.Геол.инст. Сер.рудни и нерудн.пол. изк.,1974, 23,с.201-221.
15. Тодоров Т. Главные типы флюоритовой минерализации и их распределение на территории Болгарии. IУ Симп.МАГРМ. Тез.докл. Варна,1974, с.461-462.
16. Тодоров Т., Кръстева М. Минералотермометрични изследвания във флуоритовите находища от Михалковското рудно поле.-Рудообраз.процеси и минер.нах.,1975,2,с.63-74.
17. Тугаринов А.И., Наумов В.Б. Зависимость температур декрепитации от состава газово-жидких включений и от прочности минералов.-ДАН СССР, 1975, 195, № 1, с.182-184.
18. Тугаринов А.И., Наумов В.Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования.-Геохимия,1972,3,с.259-265.
19. Филипова М.И., Шумлянски В.А. Някои черти на метасоматите от грайзеновата формация на Барутин-Буйновский плутон.-Изв. Геол. ин-та. Сер.геох., минер.и петр., 1973, 22, с.215-226.

20. Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971, с. 146.
21. Dimitrov C. Die Erzzone Ciprovcí im Westbalkan.-Berg. Geol. Ges. DDR, 1964, 9, № 2, p. 261-300.
22. Gabrovska-Zidarova B. Vertical temperature zonality in the Mihal-kovo ore field.-In: Problems Ore Deposition, IV IAGOD Symp., Var-na, 1974. Sofia, 1976, p. 160-168.
23. Piperov N.V., Penchev N.P., Zidarova B.P. The analysis of the volatiles from fluid inclusions in hydrothermal fluorite.-Chem. Geol., 1979, 27, № 3, p. 215-231.
24. Piperov N.B., Penchev N.P., Zidarova B.P. New data from studies on fluid inclusions in hydrothermal fluortes (Mikhalkovo, Bulgaria) with respect to mineral genesis.-Chem. Geol., 1981, 32, № 1-2, p. 87-94.

УДК 553.261.553.634.12

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕХОСЛОВАКИИ

Ф. Райхман

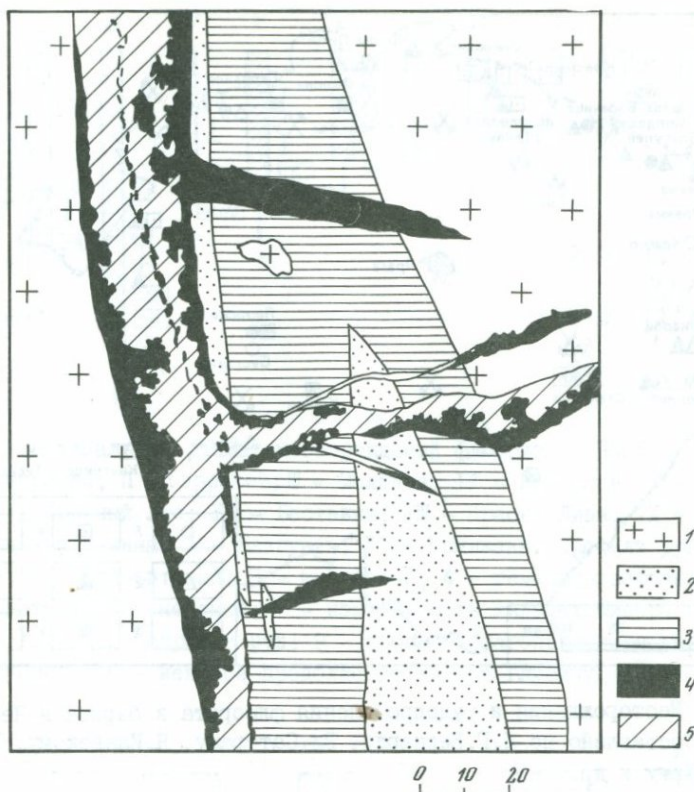
Центральный геологический институт, г. Прага, ЧССР

Месторождения флюорита и барита расположены в пределах Чешского массива. Месторождения барита имеются также в Словакии. Главный цикл флюоритовой и флюорито-баритовой минерализации проявился в Чешском массиве в послеварисском периоде в течение триаса - юры.

Флюорит вместе с баритом, кварцем, реже с сульфидами свинца, железа (меди) и карбонатами образует гидротермальные месторождения жильного и прожилкового типа. Редко встречается метасоматический тип (например, месторождения Яворка у Вествины в Железных горах, Кржижаны у Либерца, Теплице). На некоторых месторождениях оловянно-вольфрамовых руд локально проявляется вкрапленный тип флюоритовой минерализации. Стратиформные баритовые руды известны на месторождении Горный Бенешов.

В Рудных горах разрабатывается месторождение флюорита Молдава, имеются также месторождения Благунев, Градиште и Врхослав. Разведка осуществляется на месторождениях Коваржска, Красный Лес, Шпичек, Телнице, Молдава II и Молдава-Вапеница. В Крконошских горах добывается баритовая и флюорит-баритовая руда в Ештедской горной системе, во флюоритовом рудном поле Кржижаны заканчивается добыча флюорита. В Лужицкой области чешского мела ведется добыча и разведка в области Йлове-Снежник. Месторождение Красне Липе находится в Шлукновском отроге. В Словакии баритовая руда добывается на месторождении Рудняны.

Флюоритовые жилы имеют линзообразный характер при мощности от сантиметров до 3 м и более. Они связаны с разломами, проходящими чаще всего под азимутом 130-150°. Во флюоритовых жилах пульсирующие полиасцендентные процессы проходили в течение относительно долгого перио-



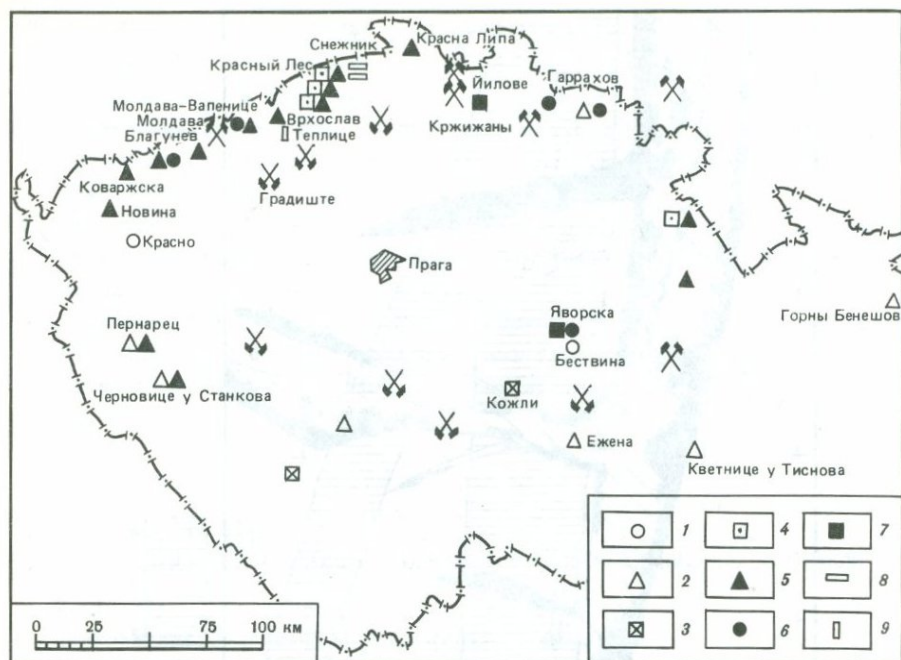
Р и с. 1. Макротекстура жилы „кварцевый вал“ на месторождении Гаррахов  
Пример многофазовой минерализации

1 - гранит; 2 - железистый кварц; 3 - молочный кварц; 4 - флюорит (галенит); 5 - барит; 2-3 - парагенезис кварца; 4-5 - парагенезис поздний барит-флюорит-галенит

да времени с часто повторяющимися тектоническими подвижками (рис. 1). Минерализация в тектонических зонах имеет столбообразный характер. Не-рудные участки чередуются с минерализованными. Непродуктивные площади жил в большинстве флюоритовых месторождений составляют 25-35% общей площади жил. Скопления флюорита возникают в результате циркуляции гидротермальных растворов на большой глубине с высоким содержанием  $\text{NaCl}$ . На основе результатов исследования Эд. Бенешовой (ЦГИ, Прага) температурный интервал образования главных типов руд флюорита колеблется от  $80^{\circ}\text{C}$  до  $160^{\circ}\text{C}$ .

Вертикальная зональность флюоритовых месторождений тесно связана с общим глубинным развитием жил на месторождениях. Эд. Поуба (1970 г.) обобщил генеральные черты образования рудных месторождений. При этом наибольшее значение приобретают следующие вопросы.

1. Глубина возникновения магматических тел.

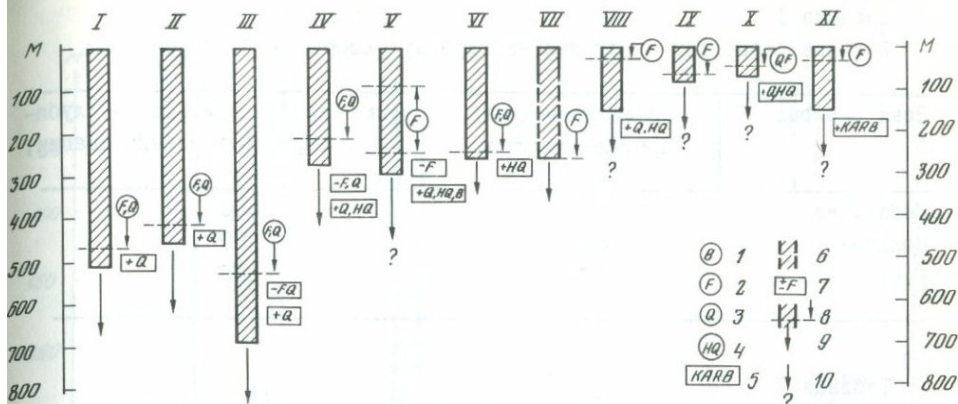


Р и с. 2. Месторождения и рудопроявления флюорита и барита в Чешском массиве. Составлено по Я.Т.Бернарду, Вл.Саттрану, Я.Илавскому, К.Домечке, Й.Хрту и др.

А - месторождения и рудопроявления варисского периода: 1 - флюорит в рудах Sn, W, Mo, Li, 2 - баритовые руды с полиметаллами и карбонатами, 3 - кварц-флюоритовая руда, 4 - баритовая с гематитом и кварцем руда; В - месторождения и проявления послеварисского периода: 5 - кварцевые руды с флюоритом и баритом, 6 - барит-флюоритовая руда с сульфидами, 7 - барит-флюорит-карбонатная руда; С - альпийские, неонидные месторождения и проявления: 8 - кварц-флюоритовая руда, 9 - флюорит-баритовая руда

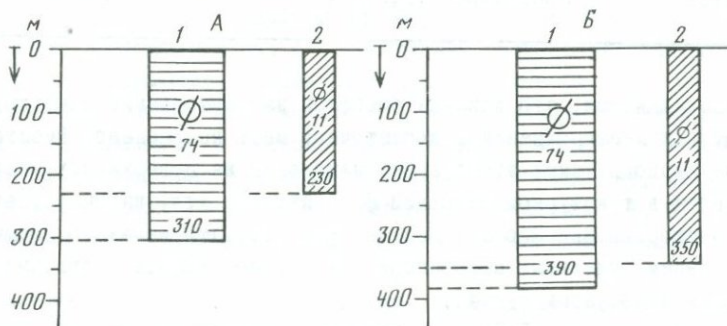
2. Относительный градиент давления и глубина образования месторождений.
3. Влияние пористости пород на вертикальный размах месторождений.
4. Температура и предполагаемая глубина источника руд окисных растворов.
5. Глубина эрозионного среза на месторождениях.

При образовании месторождений флюорита большую роль сыграли солевые воды. На движение флюоритоносных растворов значительно влияли уровень инфильтрационных вод, пористость боковых пород и общее тектоническое положение (зоны тектонической активизации, определенные при исследованиях флюоритовых месторождений Забайкалья А.Д.Щегловым). Интересным является также влияние экзогенных факторов.



Р и с. 3. Вертикальный размах месторождений флюорита в ЧССР

I - Коваржска; II - Гаррахов; III - Молдава; IV - Врхослав; V - Градште; VI - Красный Лес; VII - Бествина; VIII - Красна Липа; IX - Йолове П-Снежник у Дечина; X - Благунев; XI - Кржижаны. Профиль руд: I - баритовый; 2 - флюоритовый; 3 - кварцевый; 4 - гематит-кварцевый; 5 - карбонатный; 6 - неясный; 7 - изменчивость жильных минералов; 8 - самое глубокое вскрытие руд; 9 - прогноз благоприятного развития жил на глубину; 10 - неясное продолжение жил на глубину



Р и с. 4. Сопоставление средней глубины развития жильных месторождений в Чешском массиве со средней глубиной залегания флюоритовых месторождений

A - изученный глубинный размах минерализации в метрах; Б - изученный и предполагаемый размах минерализации в метрах; I - средняя глубина минерализации из выборки 74 жильных месторождений в Чешском массиве; 2 - средняя глубина минерализации из II флюоритовых месторождений

Таблица 1

Влияние разломной тектоники на глубину флюоритового оруденения

Зона разлома	Ориентировочная протяженность, м	Известная максимальная глубина флюоритовой минерализации, м
Коваржска	5500	500
Молдава	5000	650
Гэррахов	3000	420

Таблица 2

Влияние рудовмещающих пород на характер оруденения на глубине

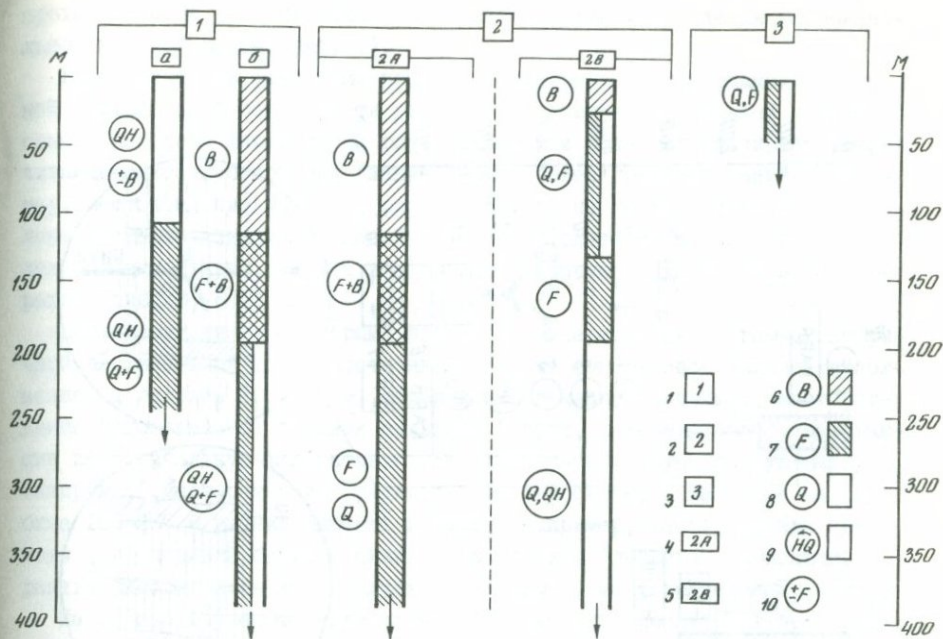
Месторождение	Физические свойства рудовмещающих пород на глубине	
	Благоприятные для развития минерализации	Неблагоприятные для развития минерализации
Гредиште	Двухслюдистые граниты	Кристаллические сланцы
Йлове у Дечина	Кварцевые песчаники	Глинистые аргиллиты и алевролиты
Верхослав	Кварцевые порфиры	Гранит-порфиры

Представляется, что влияние биосферы на образование некоторых типов флюоритовых месторождений в достаточной мере не оценено. Вместе с тем влияние периодических атмосферных изменений на поверхность, несомненно, отражается в текстурном строении флюоритовых жил, например, на неогеновом месторождении Йлове у Дечина (рис.2,3), что выражено ритмичным чередованием отдельных микроскопических полос кварца и флюорита в колломорфных полосчатых рудах.

По И.П.Кушнारेву (1970 г.), реальный вертикальный диапазон флюоритовой минерализации в период рудогенеза составляет 500-3500 м. Определение точного распространения флюоритовых месторождений на глубину в настоящее время затруднительно из-за различной глубины эрозионного среза (см.рис.3). Средняя глубине изученной к настоящему времени минерализации из II флюоритовых месторождений составляет 230 м (рис.4).

Факторы, влияющие на развитие флюоритовых жил на глубину

На глубинное развитие флюоритовых месторождений благоприятно влияют большой диапазон, региональные разломы с длительной тектонической активностью. По А.Д.Щеглову (1972, 1976 гг.), благоприятными для возникновения флюоритовых месторождений являются т.н. зоны тектоно-магмати-



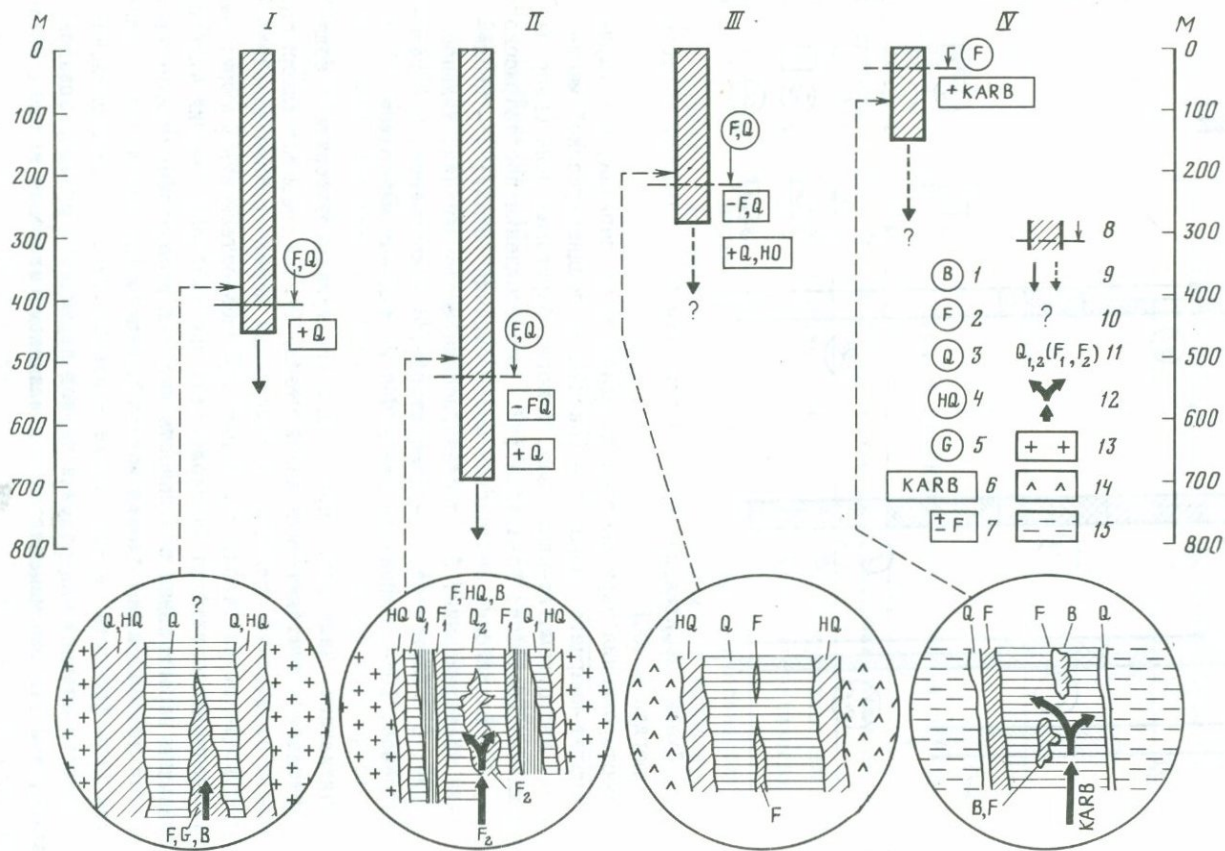
Р и с. 5. Схема развития первичной вертикальной зональности месторождений флюорита в ЧССР

1 - месторождения варисского-поздневарисского периода, а - баритовая+гематит-кварцевая зона, б - (окончание поздневарисской минерализации) кварц+гематит-кварцевая, флюорит+баритовая зоны (например месторождения Градиште, Коваржска); 2 - месторождения послеварисского периода; 3 - альпийские неогеновые месторождения (опал); 4 - послеварисские месторождения; 5 - послеварисские месторождения, жильное выполнение: 6 - баритовое, 7 - флюоритовое, 8 - кварцевое, 9 - гематит-кварцевое, 10 - прибывание или убывание жильных минералов

ческой активации. Чаще всего происходит аккумуляция флюорита в областях скрещивания тектонических линий (табл. 1). На развитие флюоритовых жил влияют физические свойства рудовмещающих пород (разная пластичность, пористость, текстура (табл. 2). На глубину распространения флюоритовых месторождений влияет также температурный интервал образования флюорита.

Первичная вертикальная зональность жильных флюоритовых месторождений отличается преобладанием барита вблизи поверхности, на глубине увеличивается роль флюорита, а еще глубже - кварца (рис. 5). Представление о зональности жильных минералов в период первичного рудообразования неполное, так как она изменялась под влиянием наложения молодых минералов (рис. 6).

Вторичная вертикальная зональность отличается выразительным полиасцендентным пульсирующим характером. Привнос более молодых минералов



проходил после тектонического раскрытия трещин и дробления первоначальной жильной массы (рис. 1).

Благоприятными факторами процессов минерализации в рамках вторичной вертикальной зональности являются следующие: а) большой привнос самого молодого флюорита на глубине 300 м и более компенсирует увеличивающееся с глубиной содержание кварца более древних стадий (например, месторождение Молдава; рис. 3, 6); б) после тектонического дробления первоначальной кварцевой жилы происходит отложение флюорита более молодых стадий, барита и сульфидов (например, месторождение Гаррахов; рис. 3, 6).

Неблагоприятными факторами процессов минерализации в рамках вторичной вертикальной зональности являются: а) флюоритовое жильное выполнение на глубине 100-300 м, переходящее в кварц (например, месторождение Врхослав); б) поздние сульфиды (пирит, реже марказит), замещающие первоначальную флюоритовую или флюорит-баритовую жильную массу (например, месторождение Градиште); в) карбонаты, замещающие на глубине 100-200 м ранний флюорит и барит (например, месторождение Кржижаны); г) поздний барит с низким содержанием флюорита, замещающий ранний флюорит и барит на глубине (например, месторождение Градиште).

На основе изучения вертикальной зональности флюоритовых месторождений Чехословакии можно сделать следующие выводы.

1. Флюоритовые месторождения продолжаются на относительно большую глубину (500 м и более) с развитием полиасцендентной вертикальной зональности.

2. Благоприятные перспективы на глубину имеют в основном полигенные месторождения с комплексными рудами (например, баритовые, барит-флюоритовые, флюоритовые или кварц-флюоритовые).

3. Месторождения моногенные (например, флюорит-кварцевые) имеют небольшое глубинное распространение (месторождения Врхослав, Благунев).

4. Благоприятные перспективы на глубину в ЧССР имеют месторождения Молдава, Коваржска и Гаррахов (в первую очередь).

---

Р и с. 6. Схема развития вторичной зональности на некоторых флюоритовых месторождениях на глубине

I - Гаррахов; II - Молдава; III - Врхослав; IV - Кржижаны. Жильное выполнение: 1 - баритовое; 2 - флюоритовое; 3 - кварцевое; 4 - гематит-кварцевое; 5 - галенитовое; 6 - карбонатное; 7 - прибывание или убывание жильных минералов на глубине; 8 - самый глубокий уровень жильной минерализации; 9 - прогноз благоприятного развития жил на глубину; 10 - неясное продолжение жил на глубину; II - обозначение последовательности отдельных стадий минерализации; I2 - направление отложения минералов; I3 - гранит; I4 - порфир; I5 - филлиты

## ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ФЛЮОРИТОНОСНЫХ РАСТВОРОВ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ (ПАЛАТ, БОЛГАРИЯ)

Н.Б.Пиперов, Н.П.Пенчев, Б.П.Зидарова  
Институт общей и неорганической химии, Геологический институт  
Болгарской академии наук, г.София, НРБ

Флюоритовая минерализация на месторождении Палат, вероятно, связана с поствулканической (плейстоцен) гидротермальной деятельностью. Минеральный парагенезис, помимо флюорита, включает кварц, кальциты и некоторые глинистые минералы. Кристаллы флюорита содержат газопо- жидкие включения с температурой гомогенизации 150–180°C.

Декрепитационными методами исследовалась декрепитация. С целью регистрации декрепитации индивидуальных включений использовался прибор Пеннинга и скоростной самописец. При нагреве в вакууме (газовый анализ) выделялись летучие, проанализированные на установке Пирани, в качестве анализатора общего давления ( $H_2O$ ), и масс-спектрометрически (на  $CO_2$ ). Для определения солености использована микрокриометрия.

Установлено, что минералообразующие растворы слабоминерализованы, принадлежат предположительно к гидрокарбонатному типу и насыщены  $CO_2$ .

## ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

В.С.Польковский  
"Ташкентгеология" МГ УзССР, г.Ташкент, СССР

Тянь-Шань является одной из крупных флюоритовосных провинций мира. При изучении основных генетических типов флюоритовой минерализации Тянь-Шаня, краткая характеристика которых приводится ниже, особое значение приобретают определения их термобарогеохимических характеристик в свете учения Н.П.Ермакова [2].

Магматический тип флюоритовой минерализации, образующийся в процессе дифференциации и кристаллизации магмы, проявляется преимущественно в интрузивных породах: аляскитовых гранитах, гранитопорфирах и щелочных гранитоидах. Флюорит содержится в них в виде рассеянной вкрапленности и относится к акцессорно-флюоритовой формации.

Включения во флюорите и кварце данного типа указывают на образование их из расплавов. Наблюдаются первичные, первично-вторичные и вторичные включения. К первичным относятся включения, содержащие кристаллы минералов, одиночные и слипшиеся каплевидные выделения карбо-

ната и кварцевого стекла, а также многочисленные многофазовые включения, твердые включения занимают большую часть вакуоли (70-90%), газовая составляющая достигает 10-15%, жидкая фаза содержится в количестве порядка 10-20%. Включения обычно содержат несколько анизотропных кристалликов, сводовое пространство между которыми заполнено газовой фазой. Иногда газовая фаза этих включений обособлена в четкий шаровидный или слегка деформированный пузырек. Температуры, при которых твердые фазы включений переходят в расплав-раствор, находятся в интервале 600-850°C, давление 0,5-1,5 кбар.

Дальнейшими исследованиями флюоритовой минерализации данного типа могут быть выявлены флюоритовые образования в связи с монзонит-сиенитами и лейцит-сиенитами.

Газовая фаза во включениях в этих флюоритах не превышает 10%, что указывает на сравнительно небольшие давления, существовавшие в процессе раскristализации расплава. Температуры образования этих флюоритов порядка 800-870°C. В акцессорном флюорите интрузивных пород могут присутствовать как включения расплава, так и высококонцентрированные включения магматогенных флюидов. Последним свойственны следующие фазовые соотношения:  $G:Ж:K = (15-25):(10-15):(75-60)$ .

Твердые фазы представляют собой кристаллики, близкие по своим оптическим свойствам к хлоридам Na и K, а также рудным минералам, флюориту и др. Гомогенизация этих включений происходит при 680-720°C.

Проявления магматогенного флюорита могут быть также встречены в связи с расплавами ультраосновного щелочного состава, которые обычно принимают участие в формировании флюоритоносных карбонатитов, аналогичных встреченным в Восточных Саянах и Тувинской впадине [7,8]. В этих флюоритах присутствуют затвердевшие включения, содержащие не более 5-10% газа и имеющие температуры гомогенизации порядка 600-720°C, что свидетельствует об их магматическом происхождении и субвулканических условиях кристаллизации расплава. Давления, характеризующие условия образования последующих, достигают 4-6 кбар.

Проявления флюорита магматического типа установлены в Северном, Среднем (Кураминский, Сэрккольский хребты) и Южном Тянь-Шане (Моголтау).

Пегматитовый тип флюоритовой минерализации выявлен в Зарафшано-Гиссарском (Южный Тянь-Шань) и Чагкало-Кураминском (Средний Тянь-Шань) районах, где флюоритсодержащие пегматиты связаны с обогащенными фтором гранитами и щелочными породами. Флюорит ассоциирует с разнообразными фторсодержащими минералами: биотитом, турмалином, апатитом (гранитные пегматиты), щелочным эмфиболом, пироксенами, лепидолитом и редкометалльными минералами (щелочные пегматиты).

Пегматитам свойственны следующие типы включений: твердые (кристаллические), затвердевшие (включения магматического расплава), моно- и поликристаллогазовые, моно- и поликристалложидкие, газовые (включения "сухих газов", существенно газовые и газовой-жидкие) и жидкие (двухфаз-

зовые, многофазовые с углекислотой и существенно жидкие). Температуры гомогенизации включений зависят от расположения минерала-хозяина в пегматитовом теле и от минералогического типа жильных пегматитов.

В настоящее время в Тянь-Шане установлено присутствие включений во флюоритах только редкометаллических пегматитов. Они характеризуются наличием 5-15% газовой, 40-55% жидкой и 40-55% твердой фаз. Им свойственны температуры гомогенизации порядка 550-540°C, 500-430°C и 375-310°C.

Более низкие температуры гомогенизации были определены для флюоритов щелочных и гранитных зональных пегматитов шпирового типа.

Включения в них являются обычно двухфазовыми (жидкость 57-80%, газ 20-43%) с  $T_{\text{гом}}$  342-285°C, высокотемпературные многофазовые с углекислотой и  $T_{\text{гом}}$  338-280°C и  $P$  498 бар и среднетемпературные многофазовые с углекислотой и  $T_{\text{гом}}$  290-260°C и  $P$  348 бар.

По аналогии с сопредельными Тянь-Шаню районами Казахстана и Памира в пределах изучаемого региона может быть встречен флюорит в занорышках камерных минераловых пегматитов в гранитах.

В этом случае флюориты могут характеризоваться еще более низкими температурами гомогенизации включений (260-195°C) и давлениями, свойственными минералообразующим растворам данной фазы порядка 350-270 бар.

В составе включений во флюорите окраски фиолетовых тонов из камерных пегматитов присутствуют следующие соли:  $\text{NaF}$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{CaF}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (по результатам анализов индивидуальных включений и водных вытяжек).

В количественном отношении установлено преобладание хлоридов и фторидов над бикарбонатами и сульфатами во включениях более высокотемпературных флюоритов из пегматитов. Флюоритам поздних стадий образования пегматитов, для которых характерны сравнительно более низкие температуры образования, свойственно преобладание сульфатов и бикарбонатов, над галогенидами в солевом составе включений.

Пневматолитовый тип флюоритовой минерализации подразделяется на два подтипа: скарновый и грейзеновый.

Скарновый подтип флюоритовой минерализации, имеющий крайне ограниченное распространение в Среднем Тянь-Шане (Северо-Чаткальская и Кураминская подзоны) и Южном Тянь-Шане (Гиссарская зона), характеризует собой сложные полигенные пневматолито-гидротермальные образования, связанные с явлениями биметасоматоза, которые развиты по атектоническим трещинам отрыва гранитоидного интрузива на контакте с вмещающими его карбонатными или вулканогенными породами [1,2,47].

Изучение газовой-жидких включений по каждому конкретному месторождению данного подтипа позволяет отделять собственно пневматолитовый этап от более позднего, гидротермального, этапа минералообразования, при котором возникшие на более раннем этапе скарновые тела играли роль вмещающих пород.

Минералы собственно флюоритсодержащих скарнов содержат включения, для которых характерны существенное преобладание газовой фазы, а также наличие кристаллогазовых составляющих компонентов, в которых углекислота часто занимает весьма существенное место:  $\Gamma_X$ ,  $\Gamma_X \gg (K+Ж)$ ,  $\Gamma_X \gg (Ж_Y + Ж_B)$ ,  $\Gamma_X > Ж_B$ .

Гомогенизация первичных включений происходит преимущественно в газовую фазу при температуре 480–325°C.

Особенностью плавиновошпатовых руд скарнового типа является их бурнучная текстура, обусловленная чередованием полос флюорита с полосами, сложенными типичными скарновыми минералами.

По аналогии с сопряженными районами Памира флюоритовая минерализация может быть встречена также в связи с магнетитовыми и флюоритовыми скарнами.

Следует отметить, что в Среднем Тянь-Шане нередко встречаются скарны, содержащие флюоритовую минерализацию, связанную более поздней, гидротермальной, фазой формирования этих рудопоявлений.

В этом случае она является составной частью скарновой андрадит-кальцит-шеелитовой (Чорукдайрон, Ункасай) и магнетит-галенит-сфалеритовой формаций (Алтынтопкан, Чалата, Ташбулак и др.).

Газово-жидкие включения во флюоритах, образовавшихся на гидротермальной стадии скарнового процесса, характеризуются гомогенизацией в жидкую фазу преимущественно при 235–190°C, а наиболее поздние порции гидротермальных растворов имеют температуры порядка 160–130°C.

Давления гидротермальных растворов, участвовавших в образовании сульфидно-флюоритовой минерализации в скарнах, определены в интервале порядка 200–500 бар.

Грейзеновый подтип флюоритовой минерализации выявлен в Среднем (Каракыз, Ойгаинг) и Южном Тянь-Шане (Рокшиер, Тогоби-Сабах). Для первых характерны топаз-кварц-мусковит-флюоритовая и кварц-мусковит-редкометалльно-флюоритовая, а для последних – топаз-шпинель-кварц-мусковит-серицит-флюоритовая формации.

По включениям минералообразующих растворов, участвовавших также и в преобразовании минералов алюмосиликатных и реже других вмещающих пород, грейзены представляют собой полигенные и многостадийные метасоматические образования, в которых на раннем этапе фиксируется действие газовых растворов, а на позднем – жидких гидротерм. В зависимости от развития специфической для каждого месторождения геолого-генетической обстановки выявляется чередование в проявлениях закономерной смены мало- и средне- и даже низкотемпературные гидротермы, из которых отлагались сульфиды, флюорит и карбонаты.

Существенно газовой-жидкие включения, в которых газовые компоненты в значительной степени преобладают ( $\Gamma_{75}:\aleph_{25}, \Gamma_{70}:\aleph_{30}, \Gamma_{65}:\aleph_{35}, \Gamma_{60}:\aleph_{40}$ ), обычно гомогенизируются в газовую фазу при температурах 410-365°C, причем именно в этих условиях происходит образование молибденита, вольфрамит, касситерита, топаза и турмалина.

Для минералов, образующихся на гидротермальной фазе деятельности грейзеновых пневматолитогидротермальных растворов, характерна гомогенизация в жидкую фазу при температурах порядка 300-250°C.

Образование флюоритовых редкометаллических грейзенов происходило при участии пневматолитогидротермальных растворов, которые находились под давлениями порядка 400-800 бар [5].

Гидротермальный тип флюоритовой минерализации имеет наибольшее распространение в Тянь-Шэне по сравнению с другими генетическими типами, охарактеризованными выше [3].

Особенно интенсивно деятельность флюоритовых гидротермальных растворов проявилась в Куреминской, Северо-Чаткальской, Южно-Гиссарской и Кугитангской подзонах.

Главными рудными формациями флюоритовых месторождений, образование которых имело место при участии высокотемпературных гидротермальных растворов ( $\Gamma_{\text{гом}} 320-250^\circ\text{C}$ ,  $P 450$  бар), являлись кварц-мусковит-серицит-флюоритовая (Шабрез), кварц-серицит-касситерит-флюоритовая (Коккомереп, Аби-Сарбухское), кварц-серицит-флюоритовая (Тагоби-Сатахское) и кварц-флюоритовая.

Среднетемпературным гидротермальным месторождениям флюорита свойственны кварц-флюоритовая, галенит-сфалерит-кварц-флюоритовая, кварц-сидерит-флюоритовая, барит-кварц-флюоритовая и барит-кальцит-флюоритовая минералогические формации. Флюоритовые рудопроявления данного подтипа локализируются как в интрузивных (Наугерзан, Такоб, Кандаре), так и вулканогенных породах (Наугискан, Чибаргата и др.).

Газовой-жидкие включения, характеризующиеся соотношениями  $\Gamma_{30}:\aleph_{70}, \Gamma_{25}:\aleph_{75}, \Gamma_{20}:\aleph_{80}$ , гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 300-200°C; давления порядка 400-200 бар.

Низкотемпературные гидротермальные флюоритовые месторождения характеризуются собственно флюоритовой, флюорит-кальцитовой, антимонит-кварц-кальцит-флюоритовой и флюорит-кальцит-киноварной минералогическими формациями.

Наряду с газовой-жидкими включениями повышенной плотности ( $\Gamma_{15}:\aleph_{85}, \Gamma_{10}:\aleph_{90}, \Gamma_5:\aleph_{95}$ ), гомогенизация которых всегда происходит в жидкую фазу ( $\Gamma_{\text{гом}} 200-90^\circ\text{C}$ ,  $P 350-200$  бар), во флюоритах часто присутствуют жидкие включения, не содержащие газовую составляющую, что свидетельствует о низкой температуре минералообразующих растворов, участвовавших в формировании флюоритовых тел данного типа (Аурахмет, Абшир, Куликолов, Хайдаркан). Низкотемпературные гидротермальные флюоритовые

месторождения Тянь-Шаня, для которых установлены температуры гомогенизации 200–80° и давления 250–60 бар, представляют особый интерес в качестве источников плавиковошпатовых руд, в значительной степени свободных от элементов-примесей.

Определения солевого состава минералообразующих растворов, участвовавших в формировании гидротермальных высоко- и среднетемпературных флюоритовых месторождений, проведенные методом тройной водной вытяжки, позволяют установить их хлоридно-сульфатно-карбонатно-натро-кальциево-магниевый состав.

Для более поздних флюоритоносных растворов, участвовавших в образовании средне- и низкотемпературных месторождений, свойственен хлоридно-бикарбонатно-сульфатно-кальциево-натро-калийный, бикарбонатно-хлоридно-сульфатно-кальциево-натро-калиево-магниевый и сульфатно-бикарбонатно-хлоридно-натро-кальциево-калийный состав [5, 6].

Концентрация солей до 3,00 мг/100 г обр.

Исследования газового состава растворов, участвовавших в формировании флюоритовых гидротермальных месторождений, позволили проследить следующие изменения в соотношениях главных газовых компонентов в зависимости от стадий и фаз процессов образования флюоритоносных рудопроявлений.

**Р а н н я я ф а з а .** Образование кварца флюоритоносных жил при температурах 280–200°С происходило с участием растворов, в которых водород преобладал над азотом, а последний – над углекислым газом.

**С р е д н я я ф а з а .** Образование фиолетового, зеленого флюорита и барита при температурах 230–100°С имело место при участии растворов, характеризовавшихся резко повышенным содержанием азота по сравнению с также присутствующими водородом и углекислым газом.

**П о з д н я я ф а з а .** Образование бесцветного полупрозрачного жильного флюорита, кальцита и кристаллов флюорита кубического габитуса соответствует деятельности гидротермальных растворов при температурах минералообразования 110–90°С и соотношениях газовых компонентов, причем содержание в них водорода больше, чем углекислого газа, а последнего больше, чем азота.

Результаты проведенных исследований рекомендуются к целенаправленному использованию при теоретических построениях по обоснованию критериев поиска скрытого флюоритового оруденения в Тянь-Шане.

#### Л и т е р а т у р а

1. Грушкин Г.Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов. – Геология руд. месторождений, 1961, № 1.
2. Ермеков Н.П. Значение данных термобарогеохимии для развития теории эндогенного рудообразования. – В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток, 1980.

3. Дунин-Барковская Э.А., Калинин В.И., Мусин Р.А. и др. Металлогенические особенности флюоритового оруденения центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1972.
4. Лаваров Н.П., Левин В.Н. и др. Некоторые особенности геологии палеовулканических образований липаритовой формации и ее рудоносность. - В кн.: Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1972.
5. Польшковский В.С., Москалюк А.А. О температурном режиме и солевом составе растворов, участвовавших в образовании флюоритов Кангутага. - В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975.
6. Польшковский В.С., Элинсон М.М. О газовом составе растворов, участвовавших в образовании флюоритов Янги-кана. - В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975.
7. Пузанов Л.С. Температуры образования и температурная зональность флюоритового оруденения. - Геология руд. месторождений, 1972, № 4.
8. Толкунов А.Б., Калинин В.И., Максимова И.Г. Особенности геологии флюорит-полиметаллических месторождений, связанных с жерловыми и субвулканическими фациями, на примере Средней Азии. Флюорит. М.: Наука, 1976.

УДК 553.634.12:549.001.33

#### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

А.А.Иванова

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт  
им.А.П.Карпинского, г.Ленинград, СССР

Флюорит и флюоритовые месторождения находятся в центре внимания многих исследователей. Минералогов и физиков флюорит привлекает своей разнообразной окраской, различными люминесцентными свойствами, необычными минеральными агрегатами и высокими оптическими качествами. Специалисты в области полезных ископаемых флюоритовые месторождения интересуют как источники важного промышленного сырья, а также своими генетическими особенностями - образованием в широком диапазоне физико-химических условий и ассоциацией с многими рудными элементами. Металлогенисты обращают внимание на флюорит как на индикатор процессов тектоно-магматической активизации и спутник месторождений литофильных магматогенных и халькофильных стратиформных месторождений.

Изучение флюоритсодержащих месторождений и минерогении фтора в главных флюоритоносных провинциях СССР с привлечением опубликованных данных других исследователей позволяет рассмотреть проблему генетических индикаторов флюоритового оруденения в широком плане, подвести некоторые итоги и наметить наиболее перспективные направления ее развития.

Таблица I

## Генетические индикаторы флюоритового оруденения

Характеристика	Связь	Параметр рудообразования
Окраска флюорита	→	Химический состав минералообразующей среды, ее изменение в пространстве и во времени
Люминесценция флюорита	→	
Элементы-примеси	→	Температура образования, давление
Включения (фазовый и химический состав, термо- и барометрия)	→	
Морфология индивидов и агрегатов	→	Кислотность-основность среды, окислительно-восстановительный потенциал
Текстуры руд	→	
Парагенетические ассоциации минералов	→	Фазовый состав минералообразующей среды, способ образования руд
Изменения вмещающих пород	→	
Морфология рудных тел, их отношение к вмещающим породам	→	Скорость кристаллизации, направление движения флюидов
Фтороносные магматические формации	→	
Изотопный состав Рв и других элементов	→	Источники рудного вещества
	→	Возраст оруденения

Для наглядности генетические индикаторы флюоритового оруденения сведены в табл. I. Ими являются основные характеристики флюорита как минерала (окраска, люминесценция, элементы-примеси, включения), флюоритовых руд (морфология агрегатов, текстуры руд, парагенетические ассоциации) и флюоритсодержащих месторождений (изменения вмещающих пород, морфология рудных тел, связь с геологическими формациями). В правой части таблицы указаны основные параметры рудообразования. Стрелками обозначены индикаторные свойства характерных признаков.

В кратком сообщении трудно в равной мере рассмотреть все известные в настоящее время генетические индикаторы, поэтому более подробно остановимся на тех из них, которые меньше всего освещены в известных пу-

бликациях Р.З.Архипчука, Н.Н.Васильковой, Е.П.Гуровой, Л.С.Пузанова, А.Н.Таращана, А.Р.Фейзиева, А.Д.Щеглова, О.Лидер, К.Пшибрам и др.

Наибольшее число работ посвящено составу и физическим свойствам самого флюорита и их связям с условиями образования этого минерала. Установлено, что окраска и люминесцентные свойства флюорита указывают на наличие в нем примесей редких земель, их количество и валентность, а также на существование центров активации и дефектов в кристаллической решетке [2] (О.Г.Козлова, К.Пшибрам, А.Н.Таращан и многие др.). Вместе с тем показано отсутствие прямых связей этих свойств с температурой образования и возрастом месторождений [9]. Валентность редких земель, тип изоморфизма в решетке флюорита указывают на кислотность-основность флюидов и величину их окислительно-восстановительного потенциала. Отношения  $Tb/Ca-Tb/La$  используются в качестве индикатора генетических типов оруденения - пегматитового, гидротермального, осадочного [11]. Повышенные содержания  $TR_{Ce}$  и  $Sr$  свидетельствуют о связи со щелочными породами [8,2].

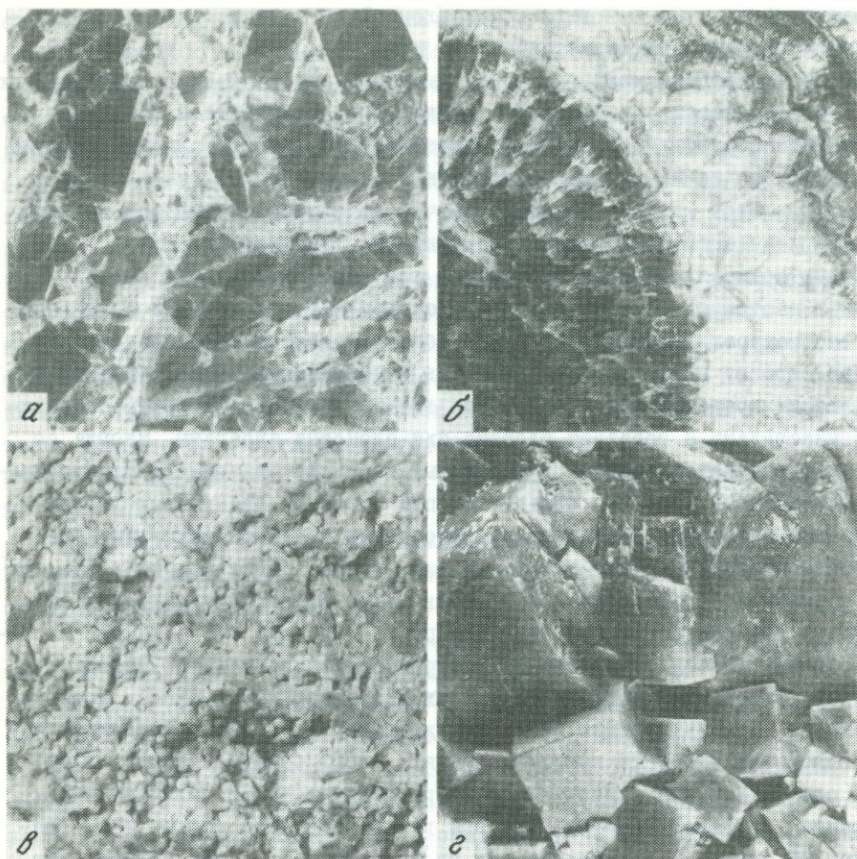
Весьма активно ведутся исследования включений во флюорите, впервые начатые Н.П.Ермаковым. В последние годы сделаны интересные открытия по фазовому и химическому их составу. Л.С.Пузановым и М.Н.Кандиновым [7] найдены в карбонатитовых месторождениях расплавленные и многофазовые включения, гомогенизирующиеся при температуре  $750-660^{\circ}C$ , что свидетельствует о кристаллизации флюорита из солевых расплавов-растворов. А.А.Москалюк изучен химический состав включений методом водных вытяжек из флюоритов разных флюоритсодержащих формаций (Иванова, Москалюк, 1979 г.). Масспектрометрическим анализом определен состав газов из включений во флюорите Вельзендорфа и установлено присутствие фторуглеводородов [12]. В месторождениях стратиформной полиметаллически-флюоритовой формации, залегающих в карбонатных породах, по данным Н.С.Бескровного [1], часто встречается нефть, твердые битумы и углеводородные газы. Таким образом, фазовый и химический состав включений, их pH, температура гомогенизации дают представление о составе и концентрации рудообразующих флюидов, температуре и степени кислотности-основности минералообразующей среды. Однако проблема "состав и свойства флюорита - условия образования" далека от своего решения, что обусловлено, с одной стороны, широким диапазоном образования флюорита (от расплавов до осаждения из морской воды), с другой - образованием флюорита с одинаковыми свойствами в разных условиях (например, фиолетовой окраски, прозрачности).

Весьма информативными генетическими характеристиками флюоритового оруденения являются морфология индивидов минеральных агрегатов, а также текстуры руд [3,6]. Изучение онтогении флюорита и текстур руд совместно с В.С.Кормилицыным на месторождениях Восточного Забайкалья позволило выявить ряд важных принципиальных особенностей формирования жил выпонения [4].

Прежде всего, три основных кристалломорфологических типа флюорита — крупнокристаллический изометрического габитуса (рис. I, а), шестоватый (рис. I, б) и фарфоровидный (рис. I, в) — указывают на различную концентрацию минерального вещества в растворе, разные скорости роста и различные температуры образования. Крупнокристаллический флюорит свидетельствует о спокойном росте из истинно насыщенных растворов при температуре 240–160°C. Этот флюорит обладает обычно яркой фиолетовой или зеленой окраской и интенсивной термолюминесценцией. Шестоватый флюорит, судя по обидию кристаллических зародышей в основании агрегатов, возникал из истинных растворов со значительной степенью пересыщения при более низких температурах 120–80°C. Он имеет обычно дымчатую, желтово-коричневатую окраску и низкую интенсивность термолюминесценции. Фарфоровидный флюорит представляет собой смесь тонкозернистого флюорита с глинистыми минералами и образует плотные или слоистые агрегаты, иногда со следами перекристаллизации в "гороховый камень". Эта обычно белого цвета разновидность флюорита образуется при смешении ювенильных флюоритобразующих растворов с водозными, выносящими продукты изменения боковых пород. Текстуры руд и наличие в них трещин дегидратации указывают на образование его из коллоидных растворов в остаточных полостях жил.

Первые две разновидности флюорита распространены очень широко и слабают основную массу флюоритовых месторождений Забайкалья. Для них характерны полосчатые текстуры руд, рост индивидов кристаллов в которых происходил перпендикулярно стенкам рудовмещающих трещин. Мономинеральные полосчатые агрегаты в одних случаях имеют разную окраску, в других сложены зонами разной степени кристалличности с наличием новых генераций зародышей кристаллов и зон геометрического отбора в основании каждой зоны. В полиминеральных рудах наблюдается чередование зон флюорита, кальцита и кварца (Абагайтуйское месторождение) либо флюорита и пирита (Калангуйское месторождение). Фарфоровидный флюорит обычно образует полосчатые агрегаты с горизонтальной слоистостью, перпендикулярной стенкам на дне остаточных полостей, являясь, таким образом, минералогическим "уровнем". В других случаях он чередуется с шестоватым флюоритом, отлагаясь в основном на верхних выступах почковидных агрегатов, подчеркивая тем самым вынос глинистых минералов из вмещающих пород и указывая на нисходящее движение минералообразующих растворов в отдельные моменты формирования месторождения [10].

Для месторождений Забайкалья характерно наличие иногда весьма значительных по размерам остаточных полостей в центральных частях жил. В них образуются крупные почковидные агрегаты, представляющие собой обрастание полосчатыми флюоритовыми рудами выступов и неровностей стенок трещины. Поверхности таких агрегатов часто покрыты друзами кубических (рис. I, г) и октаэдрических, иногда расщепленных (рис. I, д) кристаллов. В конце процесса минералообразования при недостатке минерального вещества в растворах возникают оригинальные формы роста кри-



Р и с. 1. Минеральные агрегаты флюоритовых месторождений Забайкалья  
 а - крупнокристаллический изометрический флюорит, б - шестоватый флюорит; в - фарфоровидный флюорит; г - кубические кристаллы; д - расщепленные октаэдрические кристаллы; е - смена роста октаэдра гранными, реберными и вершинными формами; ж - сферолитовые образования шестоватого флюорита; з - сталактиты флюорита; и - дендриты флюорита

сталлов - гранные, реберные и вершинные (рис.1,е). На месторождениях Калангуй и Абагайтуй были встречены сталактиты флюорита (рис.1,з), которые можно рассматривать в качестве минералогических "отвесов" и индикаторов нисходящего движения минералообразующих растворов. Хотелось бы обратить внимание еще на одну оригинальную форму роста кристаллов флюорита в стесненных условиях - дендриты в тончайших трещинках отдельности (рис.1,и), форме которых также указывает на направление движения растворов.

Взаимное расположение и временные соотношения минералов в рудах дают представление о способе кристаллизации: полосчатые руды о после-

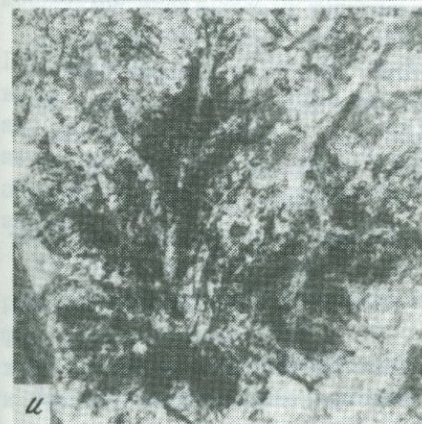
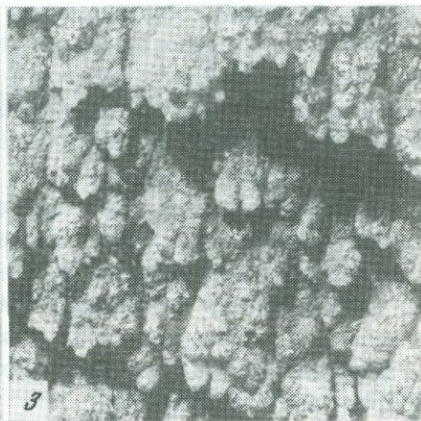
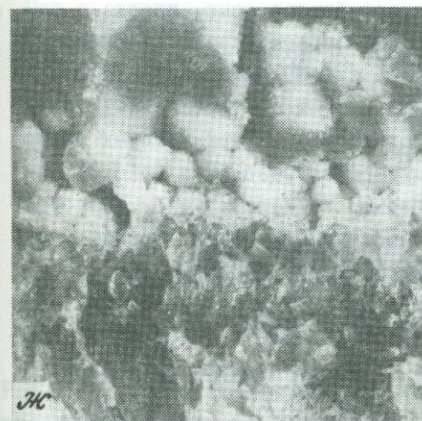
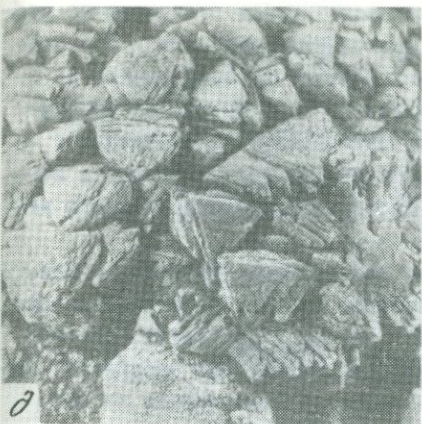


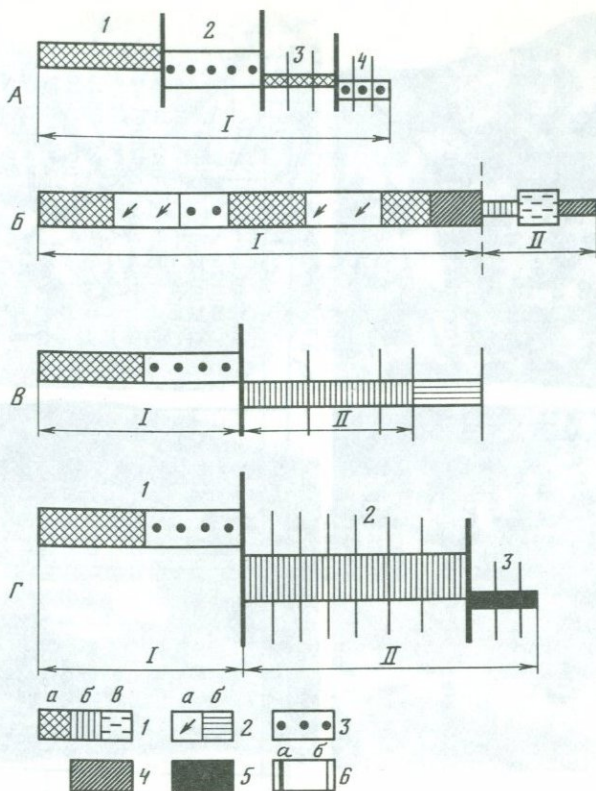
Рис. I (окончание)

довательном выпадении вещества и об изменении химизма растворов во времени; ритмично-полосчатые, пятнистые и флестончатые агрегаты - о совместной кристаллизации различных минералов. Псевдоморфозы флюорита по пластинчатому кальциту и крупным кристаллам раннего барита на Абагайт-уе указывают на активное взаимодействие рудообразующих растворов с ранее отложенными минералами, а метакристаллы флюорита и кварца в полосчатых мелкозернистых агрегатах - на преобразование минерального вещества в твердом состоянии.

Таким образом, при детальном изучении минеральных агрегатов и текстур руд можно получить достаточно интересную картину формирования отдельных флюоритовых жил и месторождений в целом. В частности, анализ текстурных особенностей руд в месторождениях Восточного Забайкалья позволил выявить динамические особенности процесса образования на конкретных объектах. Флюоритообразование в целом происходило прерывисто в два этапа. В первый формировались кварц-флюоритовые, иногда с баритом и кальцитом месторождения, во второй - мономинеральные флюоритовые месторождения, иногда с пиритом и марказитом. Каждый из этапов минерализации проявлялся индивидуально на разных месторождениях, подразделяясь на разное число стадий минерализации, внутри которых можно выделить ступени равновесия или ритмы минералообразования (рис.2). Механизм формирования крупных жил был сложным: на Калангуйском месторождении происходило неоднократное прерывистое приоткрывание трещины, которое каждый раз сопровождалось изменением направления движения растворов с восходящего на нисходящее. Одновременно с этим происходил подсос из измененных вмещающих пород в жильную полость грунтовых вод вместе с глинистыми минералами. Химический состав растворов оставался долгое время без изменений [10].

Весьма интересные текстуры руд возникают при метасоматозе вмещающих пород (рис.3). В одних случаях они наследуют структуру вмещающих пород, как, например, полевошпат-флюоритовые руды, где флюорит замещает кварц в гранитах (рис.3,а) и слюдисто-флюоритовые эпоскарновые метасоматиты, где флюорит образует псевдоморфозы по пластинчатому минералу (рис.3,б). В других случаях возникают пятнистые и тонкополосчатые структуры топаз-флюоритовых (рис.3,в), ритмично-полосчатые структуры слюдисто-флюоритовых руд (рис.3,г) имеющие мало общего с замещенными структурами карбонатных пород. Изучение текстурных особенностей метасоматических руд позволяет получить дополнительную характеристику процессов замещения.

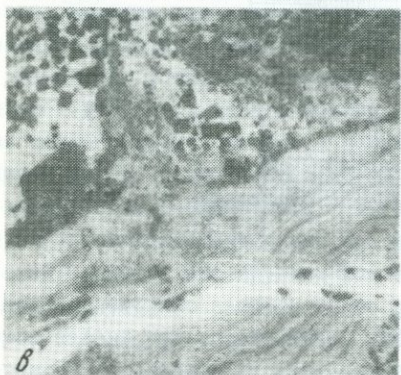
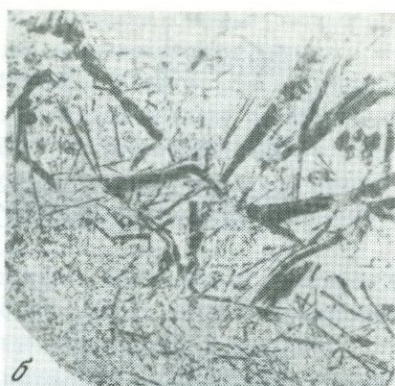
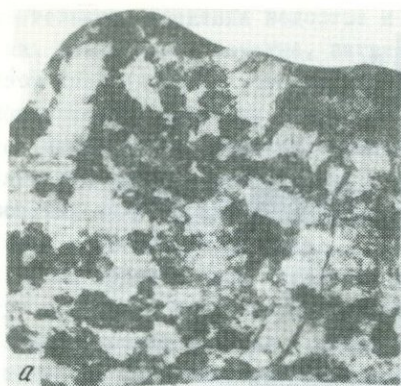
Рассмотренные выше характеристики самого флюорита и структурно-текстурные особенности руд являются генетическими индикаторами условий рудоотложения. Не менее важны геологические индикаторы, которые указывают на связь флюорита с другими типами оруденения, источники рудного вещества, эпигенетичность или сингенетичность формирования месторождений по отношению к вмещающим породам, возраст и длительность форми-



Р и с. 2. Схема развития минерализации в пределах различных флюоритовых полей и узлов Восточного Забайкалья

А - Солонечное; Б - Абагайтуй; В - Кличкинское; Г - Турчинское.  
 I - флюорит: а - крупнокристаллический, б - шестоватый, в - фарфоровидный; 2,а - пластинчатый манганокальцит, 2,б - крупнокристаллический кальцит; 3 - кварц; 4 - барит; 5 - пирит и марказит; 6 - тектонические подвижки: а - межстадийные, б - внутростадийные. Римскими цифрами обозначены этапы минерализации, арабскими - стадии минерализации

рования месторождений. Проведенный нами анализ вещественного состава флюоритовых рудных полей и их геологических особенностей позволил выявить следующие типы флюоритосодержащих формаций: флюоритовую, жильную и стратиформную полиметаллически-флюоритовые, ртутно-сурьмяно-флюоритовую, редкометалльно-флюоритовую, ниобий-редкометалльно-флюоритовую, железо-редкоземельно-флюоритовую и другие. По существу, эти формации являются генетическими семействами, каждое из которых характеризуется своим набором генетических типов оруденения, определенными



Р и с. 3. Текстуры метасоматических руд

а - флюорит- полевошпатовая руда, возникшая при замещении кварца флюоритом; б - апоскарновые метасоматиты с псевдоморфозами флюорита по пластинчатому минералу; в - пятнистая и тонкополосчатая топаз-флюоритовая руда по известнякам; г - ритмично-полосчатая слюдисто-флюоритовая руда с реликтами известняка

гидротермальными изменениями пород и связью с определенными магматическими формациями [5].

Парегенные ассоциации и типоморфные особенности флюорита различных формаций (табл.2) показывают, что первые четыре формации (флюоритовая, жильная и стратиформная полиметаллически-флюоритовые, ртутно-сурьмяно-флюоритовая) весьма близки по составу жильных минералов и по особенностям самого флюорита. Редкометалльно-флюоритовая формация отличается разнообразием генетических типов оруденения, широким развитием различных силикатов и окислов в рудах, присутствием в грейзеновых рудах коричнево-красного флюорита, повышенными содержаниями редких земель и иттрия в ранних генерациях флюорита.

Ниобий-редкоземельно-флюоритовая и железо-редкоземельно-флюорито-

Таблица 2

Характеристика вещественного состава месторождений главных флюоритсодержащих формаций

	Формация и входящие в нее генетические типы						
	Флюоритовая (гидротермальный средне-низкотемпературный)	Полиметаллически-флюоритовая (гидротермальный)		Ртутно-сурьмяно-флюоритовая (низкотемпературный)	Редкометалльно-флюоритовая (пегматитовый, скарновый, грейзеновый, высоко-, средне- и низкотемпературные гидротермальный)	Ниобий-редкоземельно-флюоритовая (карбонатитовый, высоко- и средне-температурный гидротермальный)	Железо-редкоземельно-флюоритовая (карбонатитовый, высоко- и средне-температурный гидротермальный)
1	2	3	4	5	6	7	8
Силикаты	Кварц, адуляр <sub>±</sub>	Кварц, адуляр	Кварц <sub>±</sub>	Кварц <sub>±</sub>	Кварц <sub>±</sub> топаз <sub>±</sub> слюды <sub>±</sub> полевой шпат <sub>±</sub>	Кварц <sub>±</sub> рибекит <sub>±</sub> эгирин <sub>±</sub> хлорит <sub>±</sub>	Мусковит, серицит
Карбонаты	Кальцит <sub>±</sub> (сидерит)	Кальцит <sub>±</sub>	Кальцит, доломит <sub>±</sub>	Кальцит <sub>±</sub>	Кальцит <sub>±</sub> (родохрозит) Фторкарбонаты TR <sub>±</sub>	Доломит, энкерит, фторкарбонаты TR, кальцит	Сидерит, фтор-карбонаты TR, стронцианит (энкерит, кальцит)
Окислы	Пирролюзит <sub>±</sub>	-	-	-	Магнетит <sub>±</sub> гематит <sub>±</sub> касситерит <sub>±</sub> танталит <sub>±</sub> колумбит <sub>±</sub>	Пиррохлор <sub>±</sub>	Гематит, магнетит

Минеральная ассоциация

Продолжение таблицы 2

	1	2	3	4	5	6	7	8
Минеральная ассоциация	Сульфиды	Пирит <sub>+</sub>	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	Киноварь, антимонит, пирит	Молибденит, галенит <sub>+</sub> пирит, сфалерит		Молибденит, галенит, халькопирит, мерказит, сфалерит
	Сульфаты	Барит <sub>+</sub>	Барит <sub>+</sub>	Барит	-	Целестин <sub>+</sub>	Барит	Барит, барит-целестин
	Фосфаты	-	-	-	-	Апатит <sub>+</sub> Амблигонит <sub>+</sub>	Апатит	Апатит
Особенности флюорида	Кристалломоρφология	Изометрический, шестоватый, фарфоровидный, столбчатый, дендритовидный	Крупно-средне- и мелкокристаллический изометрический	Средне- и мелкокристаллический изометрический	Среднекристаллический изометрический	Крупные кристаллы в пегматитах, средне- и мелкокристаллический в скарнах и грейзенах, крупно-среднекристаллический в жилах	Средне-мелкокристаллический	Средне-мелкокристаллический
	Окраска	Зеленая, фиолетовая, желтая, коричневая, дымчатая	Зеленая, фиолетовая, желтая	Фиолетовая, бесцветная, бледно-зеленая	Фиолетовая и бесцветная	Фиолетовая, зеленая, коричневая, красная (бурая) в грейзенах	Фиолетовая	Темно-фиолетовая, фиолетовая

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Элементы-примеси	В незначительном количестве, иногда повышенное содержание	В незначительном количестве	В незначительном количестве	В незначительном количестве	Повышенное содержание Тр, особенно в пегматитах (до 3,1%) и грейзенах (до 2,34%) иногда	Повышенное содержание (до 0,68%)	Повышенные содержания (0,24, до 1,45%)
Особенности флюорита	Включения	Двухфазовые газовой-жидкие, $T_{гом}$ 280-60°C	Двухфазовые газовой-жидкие, $T_{гом}$ 360-160°C	Двухфазовые газовой-жидкие $T_{гом}$ 200-60°C; характерно присутствие твердых битумов и углеводородных газов	Двухфазовые газовой-жидкие, $T_{гом}$ 140-95°C	Трехфазовые газовой-жидкие с жидкой $CO_2$ , $T_{гом}$ 450-120°C	Твердые включения расплавов, многофазовые с несколькими твердыми фазами, $T_{гом}$ 750-660°C; двухфазовые газовой-жидкие, $T_{гом}$ 250-140°C	Твердые и многофазовые включения, $T_{гом}$ ~600°C

вая формации характеризуются отсутствием или слабым развитием кварца, фиолетовой и темно-фиолетовой окраской флюорита, повышенными содержаниями стронция и редких земель цериевой группы, многофазовыми включениями, а также включениями застывших расплавов в карбонатитовых формациях.

В целом, сопоставляя генетические характеристики выделенных по геологическим признакам флюоритосодержащих формаций, можно отчетливо видеть индивидуальные особенности процессов флюоритообразования в различных геологических обстановках. Наиболее длительным и разнообразным был процесс формирования редкометалльно-флюоритовых месторождений, который начинался в пегматитовую стадию и продолжался до низкотемпературной гидротермальной.

Рассмотрение проблемы генезиса флюоритосодержащих месторождений показывает, что они были и остаются весьма интересными и перспективными объектами для решения ряда кардинальных проблем минералогии (типоморфизм минералов), рудообразования (глубина зарождения, пути миграции и особенности разгрузки фторсодержащих рудоносных систем) и металлогении (металлогеническая специализация областей зрелой земной коры).

Дальнейшие исследования должны базироваться на детальном геологическом исследовании рудных полей, минералогическом картировании состава руд и их текстурных особенностей, изучении связи флюоритосодержащих месторождений с геологическими формациями на основе тонких геохимических исследований, включая изотопный анализ свинца и других элементов из руд и вмещающих пород. Успехи изучения во многом зависят от внедрения и разработки локальных высокочувствительных и экспрессных методов исследований минерального вещества.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бескровный Н.С. О парагенезисе нефти с минералами урана и фтора. - Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1975, 261, с.89-113.
2. Василькова А.Н., Картенко Н.Ф., Кукушкина О.А. Связь свойств флюорита с его составом и условиями образования. М.: Недра, 1972. 158 с.
3. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 284 с.
4. Иванова А.А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1974. 208 с.
5. Иванова А.А. Магматический фактор контроля флюоритового оруденения: В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с.84.
6. Кормилицын В.С. Рудные формации и процессы рудообразования. Л.: Недра, 1973. 328 с.
7. Пузанов Л.С. Включения в минералах раскрывают их генезис. - Природа, 1981, № 10, с.23-31.
8. Якубович К.И., Константинов Н.Ф. О некоторых особенностях геохимии Покрово-Киреевского месторождения флюорита. - Мин. сырья, 1, 1968, с. 56-63.

9. Bianchard F.N. Thermoluminescence of fluorite and age of deposition.- Am. Mineralogist, 1966, vol. 51, N 3-4, p. 474-485.
10. Ivanova A.A., Kormilitsyn V.S. On the formation mechanism of some ore veins as shown by the Kalangyi fluorite deposits (Eastern Transbaikalia). Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposits. Prague, 1963, vol. 1, p. 163-165.
11. Möller P., Pravin P., Parekh P. et al. Seltene Erden als geochemische Indicatoren für die Genese von Fluorit und Calcit aut Gang- und Kluftlagerstätten im Weserbergland (Norwest-Deutschland) und benachbarten Gebieten.- Geol. Jahrb. Hannover, 1976, B20, S. 72-112. S. 72-112.
12. Vochton R., Esmans E., Vermeirsch. Study of the solid and gaseous inclusions in the fluorites from Wolsendorf (Bavaria, FRG) and Maronac (Haute Vienne, France) by microprobe and mass spectrometry.- Geoch. Geology, 1974, vol. 20, N 3, p. 253-263.

УДК 553.634.12.064./065

#### ФЛЮОРИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

В.Н.Мошкин, А.А.Иванова, В.В.Терновой

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского г. Ленинград, СССР

Проблема связи флюоритового оруденения с гранитоидами в той или иной мере рассматривалась ранее В.Линдгреном, И.Н.Говоровым, А.Т.Соловьевым, М.Г.Руб, А.В.Коплусом и Л.С.Пузановым, А.А.Ивановой, М.Уотсоном, С.Свименом, К.Л.Сейнсбери и многими другими. Однако ряд важнейших аспектов этой проблемы остается неясным или остродискуссионным. Так, недостаточно охарактеризованы особенности состава, строения, тектонической позиции и формационной принадлежности флюоритоносных гранитов, место промышленного флюоритообразования в общем процессе становления и преобразования гранитовых интрузий и вмещающих их пород, критерии связи флюоритовых месторождений с гранитовыми комплексами и т.д.

В докладе, опираясь на материалы собственных формационных исследований в главнейших флюоритоносных и некоторых перспективных на флюорит районах СССР, а также на анализ фактического материала отечественных и зарубежных публикаций, мы рассмотрим некоторые из этих аспектов.

Среди различных формационных типов флюоритового оруденения [1] наиболее отчетливо с магматизмом связаны месторождения редкометалльно-флюоритовой формации, выявленные в ряде районов СССР и зарубежных стран. К этому типу относятся месторождения Вознесенского рудного узла (Приморье), Кареобинского (Казахстан) и Саргардонского (Узбекистан)

рудных полей, Питкярантского (Карелия), Бушвельдского (ЮАР) и Сьвардского (Аляска) районов<sup>х</sup>. Они представлены жильными телами и метасоматическими залежами, приуроченными к экзо- и эндоконтактам гранитовых массивов. По наличию главных полезных компонентов, характеру метасоматитов и формационным особенностям нами выделяются следующие типы редкометалльно-флюоритового оруденения: олово-редкометалльно-полиметаллически-флюоритовый (Питкяранта), олово-редкоземельно-полиметаллически-флюоритовый (Буффало и др.), вольфрам-молибден-флюоритовый (Солнечное, Саргардон), олово-редкометалльно-флюоритовый (Вознесенское, Лост-Ривер).

Редкометалльно-флюоритовые рудные поля приурочены к выходам гранитовых массивов, представляющих собой либо самостоятельные мелкие интрузии, либо поздние фазы крупных интрузивных комплексов. Оруденение возникает в процессе высокотемпературных метасоматических изменений пород и продолжается в стадию гидротермального средне- и низкотемпературного жильного выполнения. В результате возникает сложная металлогеническая ассоциация, состоящая из разных генетических и минеральных типов метасоматитов и оруденения, которая связана в пространстве зональностью по отношению к магматическим телам и направленной последовательностью формирования от высоко- к низкотемпературным образованиям (от 500 до 150<sup>0</sup>, по данным С.М.Александрова, И.Н.Говорова, Л.С.Пузанова и др.).

Схематизированно последовательность метасоматических процессов и рудообразования можно представить следующим образом:

- пегматитообразование в эндоконтактах гранитных массивов и дайках-апофизах с формированием, как правило, небольших тел шлисовых пегматитов с флюоритом;

- скарнирование карбонатных пород в экзоконтактах интрузивов с образованием флюорит-везувиановых пород;

- альбитизация и калишпатизация гранитов в эндоконтактных частях массивов. С этим этапом связано своеобразное флюорит-полевшпатовое оруденение Южного участка Саргардонского рудного поля. Сходные руды, судя по образцам, находящимся в музее Фрайбергской Горной академии (ГДР), встречаются и в месторождениях Бушвельдского массива;

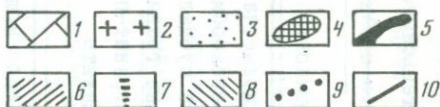
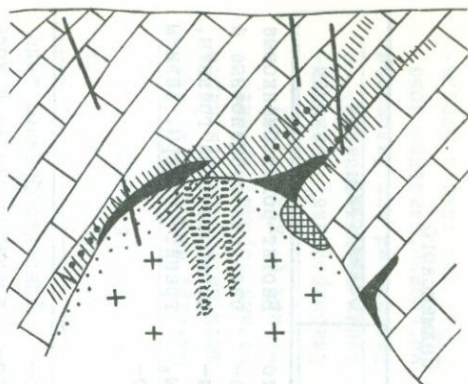
- грейзенизация, широко развитая как в пределах интрузивов, так и в их экзоконтактах, в результате которой образовались слюдисто-кварцевые и слюдисто-топаз-кварцевые метасоматиты и жилы с редкометалльным

---

<sup>х</sup> На присутствие (иногда в большом количестве) флюорита в рудах многих редкометалльных месторождений, тесно ассоциирующих с кислыми гранитоидами, указывали В.Л.Барсуков, А.И.Гинзбург, Н.П.Заболотная, М.П.Материков и др./9/. Они же подчеркивали важную роль фтора в переносе рудных компонентов постмагматическими флюидами.

р и с. 1. Модель редкометалльно-флюоритового рудного поля в разрезе

1 - известняки; 2 - граниты;  
3 - альбитизированные граниты;  
4 - флюорит-полевошпатовые метасоматиты; 5 - скарны; 6 - грейзенизированные граниты; 7 - кварц-грейзеновые жилы; 8 - зоны экзогрейзенов; 9 - слюдисто-флюоритовые метасоматиты; 10 - кварц-карбонат-флюоритовые жилы



оруденением в гранитах, а также слюдисто-флюоритовые и топаз-слюдисто-флюоритовые метасоматиты в карбонатных породах с промышленными содержаниями флюорита;

- окварцевание и образование кварц-флюоритовых и кварц-флюорит-карбонатных гидротермальных жил, иногда с сульфидами меди, свинца и цинка.

Интенсивность тех или иных процессов и связанного с ними оруденения неодинакова на разных рудных полях. Для вольфрам-молибден-флюоритовых рудных полей характерно наиболее широкое развитие грейзенизации с образованием топаз-флюоритовых и слюдисто-флюоритовых руд в карбонатных вмещающих породах. На олово-редкометалльно-флюоритовых рудных полях шире проявлены скарнирование и слюдисто-флюоритовые апокарбонатные метасоматиты. Характер размещения различных типов метасоматитов и связанного с ними оруденения приведен на рис. 1. Вертикальный размах оруденения достигает 700-800 м.

Приведенная схема процессов рудообразования характерна для месторождений (их большинство), приуроченных в основном к карбонатным толщам (Вознесенское, Солнечное, Лост-Ривер и др.). Несколько иной характер флюоритового оруденения известен, например, на месторождении Буффало, где промышленные флюоритовые руды локализованы среди делитов в провесах кровли массива Бушвельдских гранитов. Отмечается [12] интрузивный контакт гранитов с флюоритовыми жилами и на этом основании полагают, что кристаллизация основной массы флюорита происходила из газовой фазы, отделившейся до полной кристаллизации гранитного расплава.

Гранитовые массивы, с которыми ассоциирует флюоритовое оруденение, весьма разнообразны по особенностям состава, морфологии и размерам тел, геолого-структурному положению и возрасту (табл. 1, 2). Согласно клас-

Таблица I

Характеристика флюоритовосных гранитовых интрузивов Бушвелд, Коростеньского, Салминского

Характеристика	Бушвелд	Коростеньский	Салминский
Петрографический состав пород	Крупнозернистые, часто порфиридные, иногда овоидные биотит-роговообманковые и биотитовые субщелочные и лейкократовые граниты, гренюфиры, аплиты, пегматиты	Крупно-среднезернистые, часто овоидные биотит-роговообманковые и биотитовые субщелочные и лейкократовые граниты, иногда монзониты, гренит-порфиры, аплиты, пегматиты	Биотит-роговообманковые овоидные субщелочные и лейкократовые граниты, гренит-порфиры, аплиты
Морфология массива и его площадь	Стратиформное тело Главных гранитов со штоками и шпалами поздних гранитов типа Боббиянок и жилами аплитов и пегматитов, 30 тыс. км	Пластинообразное тело мощностью 3-6 км, осложненное блоковыми перемещениями, телами габбро-анортозитов и интрузиями поздних фаз гранитов, 12 тыс. км <sup>2</sup>	Пластинообразное тело гранитов рэпакиви мощностью 2-3 км, прорванное телами гранитов поздних фаз, 5 тыс. км <sup>2</sup>
Особенности минерального состава гранитов	Высокая железистость цветных минералов, несколько генераций полевых шпатов и кварца, широкое развитие пертитов	Очень высокая железистость цветных минералов (до 100%), несколько генераций полевых шпатов и кварца; широкое развитие пертитов	Высокая железистость цветных минералов (96-99%), несколько генераций полевых шпатов и кварца, широкое развитие альбита и пертитов
Характерные акцессорные минералы	Флюорит, циркон, апатит, магнетит, касситерит	Флюорит, ильменит, циркон, апатит	Флюорит, циркон, ортит, магнетит

Характеристика	Бушвельд	Коростеньский	Салминский
Петро- и геохимические особенности гранитов	$SiO_2 = 72-76\%$ , $Al_2O_3 = 12,5\%$ , $Na_2O+K_2O=7,5-8,5\%$ , $K+Na-Ca=173-178, f = 0,85$ , $\frac{Na+Ca}{K} = 0,73-0,84$	$SiO_2 = 69-73\%$ ( 75,5%), $Al_2O_3=12-14\%$ , $Na_2O+K_2O=8-9\%$ , $K+Na-Ca=188-206, f = 0,72-0,85$ , $\frac{Na-Ca}{K} = 0,68-0,98$ ; $Sn = 5-150 \text{ г/т}$	$SiO_2=72-75\%$ , $Al_2O_3=12-13\%$ , $Na_2O+K_2O=8,2-9,0\%$ , $K+Na+Ca = 188-198$ , $f = 0,85-0,88$ , $\frac{Na-Ca}{K} = 0,66-0,88$
От ранних фаз к поздним увеличиваются	$F = 0,16-0,54\%$ , $Sn = 6,5-9,0 \text{ г/т}$ , $Rb = 225-408 \text{ г/т}$ , $Ca/Sr = 130-1170$	$F = 0,11-0,30\%$ , $Rb = 142-320$ , $Ca/Sr = 55-116$	$F=0,09-0,40\%$ , $Sn-4-12 \text{ г/т}$ , $Rb = 214-527 \text{ г/т}$ , $Ca/Sr = 25-178$
От ранних фаз к поздним уменьшаются	$Sr=40-7 \text{ г/т}$ , $Ba=890-260 \text{ г/т}$ , $K/Rb = 180-99$	$Sr=165-55 \text{ г/т}$ , $Ba=1254-500 \text{ г/т}$ , $K/Rb = 260-130$	$Sr = 280-20 \text{ г/т}$ , $Ba = 1900-79 \text{ г/т}$ , $K/Rb = 225-91$
Вмещающие породы	Базитовые породы Бушвельда и осадочно-вулканогенные образования группы Ройберг ( PR <sub>1</sub> )	Гнейсы и мигматиты, реже мраморы, габбро-анортозиты ( AR-PR <sub>1</sub> ) и др.	Сланцы, амфиболиты, кварциты, метавулканиды, карбонатные породы, гранито-гнейсы ( AR <sub>2</sub> -PR <sub>1</sub> )
Экзоконтактные изменения	Гранитизация, ороговикование	Гранитизация, ороговикование, скарнирование	Скарнирование, грейзенизация, пропилитизация
Геолого-тектоническая позиция	Синклиальная структура Рэнд ( PR <sub>1</sub> ), наложенная на фундамент платформы Калахари ( AR )	Гребен-синклиальная структура, наложенная на AR-PR <sub>1</sub> образования Украинского щита	Балтийский щит, Ладожская мигеосинклиальная зона ( PR <sub>1</sub> ) на стыке с Карельским срединным массивом ( AR )

Окончание таблицы I

Характеристика	Бушвельд	Коростеньский	Салминский
Этап развития земной коры	Тектоно-магматическая активизация протоплатформы, PR <sub>1</sub> (1950-1650 млн. лет)	Тектоно-магматическая активизация щита, PR <sub>1</sub> (1715-1690 млн. лет)	Тектоно-магматическая активизация щита, PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> -PR <sub>2</sub> <sup>1</sup> (1560-1543 млн. лет)
Месторождения флюорита	Буффело и др.	Небольшие рудопроявления	Питкярента
Использованы материалы следующих авторов	C.A. Strauss, F.C. Truter, R.C. Rhodes, M.D. Watson, C.P. Snyman, D.H. Lenthall, D.R. Hunter	И.С. Личек, М.И. Хворов, В.Н. Мошкин, И.Н. Дагелайская, Е.В. Гапошина, Б.В. Дворкина, И.П. Букович, Л.Ф. Котвицкий	Л.П. Свириденко, Л.И. Гордиенко, Р.А. Хазов, М.Г. Руб, А.М. Ларин, Ж.Д. Никольская, Н.Ф. Шинкарев, Д.А. Великославинский

Таблица 2

Характеристика флюоритоносных гранитовых интрузивов Вознесенского, Караобинского, Саргардонского, Лост-Ривер

Характеристика	Вознесенский	Караобинский	Саргардонский	Лост-Ривер
Петрографический состав пород	Средне-мелкозернистые, часто порфирировидные, биотитовые и протолитонитовые граниты, аляскиты, (2-я фаза?), дайки порфиритов, аплитов, пегматитов	Равномернозернистые, реже порфирировидные, биотитовые лейкократовые граниты, аплиты	Порфирировидные биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, равномернозернистые лейкократовые граниты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты	Средне-мелкозернистые, иногда порфирировидные биотитовые лейкократовые граниты, дайки риолитов, лампрофиров, диабазов
Морфология массива и его площадь-	Небольшие трещинные интрузии, штоки, дайки, до 12 км <sup>2</sup>	Купол крупного (~ 200 км <sup>2</sup> ), не выходящего на поверхность интрузива гранитов, 1 км <sup>2</sup>	Штокообразное тело неоднородного строения с постепенными переходами между разновидностями гранитов, 2,5 км <sup>2</sup>	Штокообразные и куполообразные тела, до 5-6 км <sup>2</sup>
Особенности минерального состава гранитов	Высокая железистость биотита (до 96%) и высокие содержания в нем F - до 1,6%, Rb - до 0,068%; развитие пертитов	Несколько генераций кварца, широкое развитие пертитов	Умеренная железистость биотита (40-70%) и роговой обманки (46-72%) и высокое содержание в них фтора (до 2,8 и 1,1%)	-

Характеристика	Вознесенский	Караобинский	Саргардонский	Лост-Ривер
Характерные акцессорные минералы	Флюорит, циркон, апатит, сфен, ортит, турмалин, касситерит	Флюорит, циркон, апатит, магнетит	Флюорит, сфен, гранат, циркон, магнетит	Флюорит, апатит, рудные
Петро-и геохимические особенности гранитов	$SiO_2 = 69-75\%$ , $Al_2O_3 = 13-19\%$ , $Na_2O + K_2O = 7,8-8,2\%$ , $K + Na - Ca = 193-213$ , $f = 0,65-0,95$ , $\frac{Na-Ca}{K} = 0,85-1,63$	$SiO_2 = 74,5-76,5\%$ , $Al_2O_3 = 12,5-13,5\%$ , $Na_2O + K_2O = 7,9-8,9\%$ , $K + Na - Ca = 202, f = 0,75$ , $\frac{Na-Ca}{K} = 0,94$	$SiO_2 = 70,5-75\%$ , $Al_2O_3 = 12,5-15,0\%$ , $Na_2O + K_2O = 6,4-8,0\%$ , $K + Na - Ca = 136-192$ , $f = 71-79$ , $\frac{Na-Ca}{K} = 0,47-1,20$	$SiO_2 = 74-75,7\%$ , $Al_2O_3 = 13,5-13,7\%$ , $Na_2O + K_2O = 8,1-8,4\%$ , $K + Na - Ca = 200-208$ , $f = 0,64-0,67$ , $\frac{Na-Ca}{K} = 1,0$
От ранних фаз к поздним увеличиваются	$F = 0,12-0,96$ , $Rb = 210-1640 \text{ г/т}$	$F = 0,39$ , $Ca/Sr = 50$ . Характерны высокие кларки концентратий As, W, Bi, Sn, Mo, Y, Yb	$F = 0,31$ , $Rb = 235-360$ , $Sn = 6-12 \text{ г/т}$ , $Mo = 3-22 \text{ г/т}$ , $K/Rb = 146-96$ , $Ca/Sr = 53$	—
Вмещающие породы	Вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения (R-C)	Кислые эффузивы и терригенно-карбонатные отложения D-C <sub>1</sub>	Карбонатные отложения (C <sub>I</sub> )	Карбонатные и терригенные отложения (PO и O)

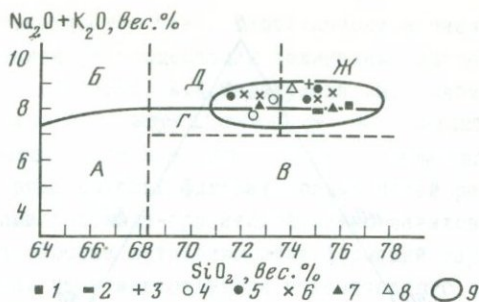
Характеристика	Вознесенский	Караобинский	Саргардонский	Лост-Ривер
Экзоконтактовые изменения	Скарнирование, грейзенизация, пропилизация, ороговикование	Скарнирование, грейзенизация, ороговикование	Скарнирование, грейзенизация	Скарнирование, грейзенизация
Геолого-тектоническая позиция	Ханкайский срединный массив, скрытые глубинные разломы	Кочетов-Северо-Тянь-Шаньская область каледонской складчатости	Срединно-Тянь-Шаньская область каледонской складчатости	Эскимосский срединный массив (п-ов Сьюард, Аляска); контролируются разломами
Этап развития земной коры	Постороженный этап развития байкалит, PZ <sub>1</sub> (482-384 млн.лет)	Тектоно-магматическая активизация каледонид, P (232±II млн.лет)	Тектоно-магматическая активизация каледонид, P (242-245 млн.лет)	Тектоно-магматическая активизация каледонид (?), K <sub>2</sub> (75, I±3 млн.лет)
Месторождения флюорита	Вознесенское	Караоба, Солнечное	Саргардон	Лост-Ривер, Тин-Крик и др.
Использованы материалы следующих авторов	Н.П.Земболотная, М.Г.Руб, А.А.Рязанцев, М.Д.Рязанцева, Р.И.Соколов	В.И.Серых, А.А.Духовский, А.А.Иванова, В.В.Терновой, А.В.Коплус, А.И.Пантелеев	В.И.Айзенштат, К.Урунбаев, А.А.Иванова, В.В.Терновой	C.L. Saicnsbury, С.М.Александров

сификации, разработанной во ВСЕГЕИ [5], они относятся к различным магматическим формациям: рапакиви-гранитовой (Салминский), лейкогранитовой (Вознесенский и др.) и аляскитовой (Караобинский). Вместе с тем граниты редкометалльно-флюоритовых рудных полей обладают рядом принципиально важных черт сходства.

Во-первых, для всех рассматриваемых гранитоидных комплексов характерно резкое преобладание двухполевошпатовых биотитсодержащих лейкократовых гранитов и лейкогранитов, значения суммы щелочей которых лежат в зоне перехода между нормальными и субщелочными породами (рис.2), а коэффициенты аргитности ( $\frac{Na+K}{Al}$ ) варьируют в пределах 0,75-0,90 (до 0,99). Эти гранитоиды образуют довольно компактную группу также по соотношению нормативных кварца, ортоклаза и альбита (рис.3), ограниченную значениями  $Q_{30-42}$   $Or_{25-33}$   $Ab_{25-41}$ , по общей щелочности ( $K+Na-Ca = 170-210$ ), соотношению щелочей ( $\frac{Na-Ca}{K} = 0,65-1,0$ )<sup>X</sup> и ряду других петрохимических параметров. Для всех них характерны высокая общая железистость пород (0,70-0,85) и цветных минералов (до 0,90-0,98), высокое содержание фтора (0,10-0,98%) и отчетливая специализация на Sn, W, Mo, Pb, Zn. Установлены закономерное увеличение содержания F, Rb, Sn, Nb и некоторых других элементов и уменьшение содержания Ba, Sr, а также значений K/Rb в гранитоидах поздних фаз этих интрузий (по сравнению с породами ранних фаз) или поздних стадий их кристаллизации. Подобная закономерность, судя по данным М.Г.Руб и других [8], Л.И. Гордиенко и других [6], намечается и в изменении концентраций этих элементов в биотитах из гранитов рассматриваемых комплексов. Важная характерная черта состава флюоритоносных гранитов - постоянное и высокое (100-300 г/т, часто 1000 г/т) содержание флюорита, обычно в ассоциации с цирконом, ортитом, апатитом, магнетитом, ильменитом, а также довольно частое присутствие касситерита, вольфрамита, галенита и некоторых других редкометалльных минералов. По общему минеральному и химическому составу и некоторым петрохимическим и геохимическим параметрам, гранитоиды флюоритоносных комплексов близки к группе так называемых редкометалльных двухпатовых и моношпатовых аляскитов и лейкократовых гранитов литийфтористого геохимического типа, выделяемой В.И.Коваленко [4].

Во-вторых, собственно флюоритоносные граниты, как правило, являются либо поздними фазами длительно развивающихся гранитоидных комплексов (например, граниты типа Боббиянок в Бушвельдском комплексе, граниты III фазы в Салминском массиве и т.д.), либо самостоятельными мелкими телами лейкократового состава (Вознесенский массив и др.). Тела

<sup>X</sup> Коэффициенты  $K+Na-Ca$  (избыток щелочей по отношению к кальцию) и  $\frac{Na-Ca}{K}$  (по существу, количественные соотношения щелочей, идущих на построение щелочных полевых шпатов) рассчитаны в атомных количествах по методу З.Г.Караевой [2].



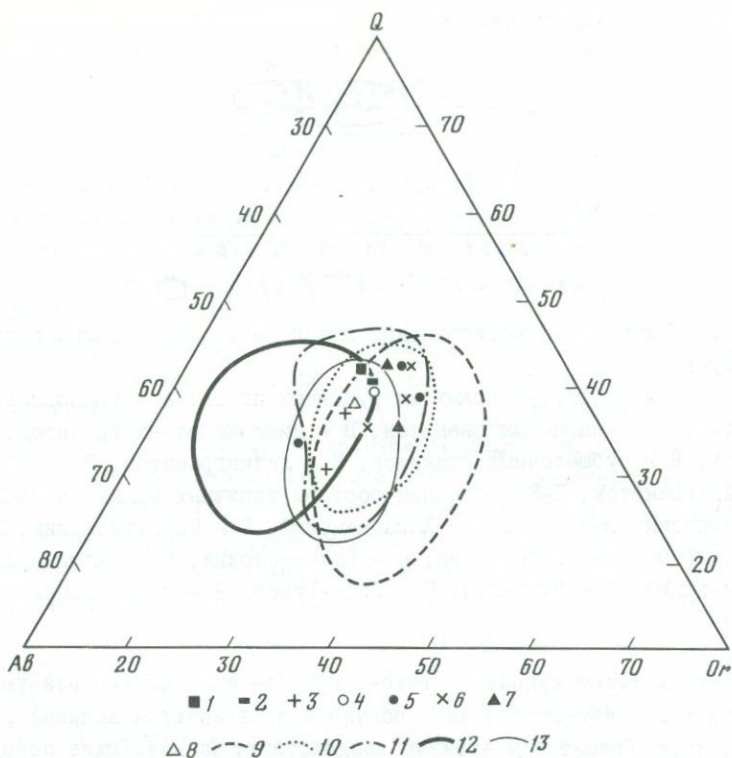
Р и с. 2. Положение флюоритоносных гранитов в полях кислых plutонических пород

А-Ж - поля семейств кислых интрузивных пород: А - гранодиоритов-тоналитов, Б - кварцевых сиенитов, В - низкощелочных гранитов, Г - гранитов, Д - субщелочных гранитов, Е - лейкогранитов, Ж - субщелочных лейкогранитов; 1-8 - средние составы типичных гранитов следующих флюоритоносных массивов: 1 - Караобинский, 2 - Саргардонский, 3 - Кугитангский массив, Узбекистан, 4 - Вознесенский, 5 - Салминский, 6 - Коростеньский, 7 - Бушвельд, 8 - Лост-Ривер, 9 - поле флюоритоносных гранитов

Этих гранитов имеют куполо-, штоко-, гребне- или силлообразную форму, осложненную дайками-эпофизмами, и обычно сопровождаются дайками различного состава. Гранитоиды активно воздействуют на вмещающие породы, особенно карбонатные, превращая их в скарны и слюдястые метасоматиты, характеристика которых приводилась раньше. Сами граниты также подверглись интенсивному аутометасоматическому преобразованию: калишпатизации, грейзенизации, альбитизации.

В-третьих, все известные флюоритоносные гранитоиды приурочены к относительно консолидированным блокам континентальной земной коры (щитам, срединным массивам, орогенным областям). Тела этих гранитов, как правило, discordantны к структурам вмещающих пород, а размещение их контролируется разломами. Становление гранитов происходило преимущественно в условиях небольших глубин.

В пользу генетической связи редкометалльно-флюоритового оруденения с этими гранитами свидетельствуют: а) явная приуроченность оруденения к экзо- и эндоконтактам гранитовых тел и зональное расположение пегматитовых, скарновых, грейзеновых и гидротермальных флюоритоносных образований по отношению к интрузивам: б) возрастная близость интрузий и редкометалльно-флюоритового оруденения, устанавливаемая на некоторых месторождениях не только геологическими, но и радиологическими методами (Н.П.Заболотная, А.В.Коплус, А.И.Пентелев, А.М.Ларин [2]); в) редкометалльная фторовая геохимическая специализация рассматриваемых гранитов и отчетливый тренд дифференциации этих интрузий в сторону обогащения поздних фаз или остаточных расплавов фтором и редкометалльными эле-



Р и с. 3. Положение фигуративных точек флюоритоносных гранитов в полях гранитовых формаций на диаграмме нормативного состава Ab-Q-Or

I-8 - средние составы гранитов (см. рис. 2); 9-13 - поля составов формаций: 9 - рапакиви-гранитовой, 10 - щелочно-гранитовой, 11 - аляскинтовой, 12 - лейкогранитовой, 13 - гранитовой

ментами; г) отчетливая касситерит (молибденит-, вольфрамит- и др.) флюоритовая минеральная специализация гранитов и закономерное увеличение количества этих минералов в поздних дифференциатах интрузий<sup>х</sup>, а также широкий набор фторсодержащих минералов в постмагматических метасоматитах.

Генетическая связь флюоритового оруденения с гранитоидным кислым

<sup>х</sup> Признаки генетической связи редкометалльной части комплексного оруденения с гранитами, выявленные ранее работами М.Г.Руб, Р.А. Хазова, А.М.Ларина, Ж.Д.Никольской, Д.Х.Лентаэл, Д.Р. Хантер и др. на месторождениях рассматриваемых рудных полей и районов, несомненно, являются дополнительными доказательствами такой же связи с гранитами флюоритового оруденения.

магматизмом подтверждается также теоретическими расчетами и экспериментальным изучением фторсодержащих силикатных систем (работы Н.И. и В.И.Коваленко, Л.Н.Когарко, А.А.Марякушева, И.Д.Рябчикове, Л.В.Таусона и др.). На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы. Подтверждается генетическая связь редкометалльно-флюоритового оруденения ряда крупных флюоритоносных полей различных регионов Земли с интрузиями рапакиви-гранитовой, лейкогранитовой и аляскитовой формаций. Флюоритоносные интрузивы этих формаций характеризуются рядом важных сходных черт минерального и химического состава и геохимического тренда дифференциации, а также приуроченностью к относительно консолидированному континентальным блокам земной коры.

Возникновение промышленных концентраций флюорита связано с разными стадиями становления и автотетасоматического преобразования гранитовых интрузий и их воздействия на вмещающие породы.

Месторождения флюорита редкометалльно-флюоритового типа возникали в разные металлогенические эпохи вт раннего протерозоя до конца фанерозоя.

#### Л и т е р а т у р а

1. Иванова А.А. Прогнозирование флюоритового оруденения на основе формационной классификации.-Разведка и охрана недр, 1973, № 7, с.12-18.
2. Кареева З.Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов.- Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 6, с. 1436-1439.
3. Классификация и номенклатура магматических горных пород/Под ред. О.А.Богатинова, Н.П.Михайлова, В.И.Гоньшаковой. М.: Недра, 1981. 160 с.
4. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
5. Масайтис В.Л., Москалева Н.А., Румянцева и др. Магматические формации СССР. Т.2. Л.: Недра, 1979. 279 с.
6. Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М.: Недра, 1977. 204 с.
7. Оценка месторождений при поисках и разведках. Плавиковый шпат / Под ред. Л.С.Пузанова. М.: Недра, 1972. 240 с.
8. Руб М.Г., Руб А.К., Павлов В.А. Слюда как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов.-В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с.130-155.
9. Рудные месторождения СССР /Под ред. В.И.Смирнова. Т.3. М.: Недра, 1978. 496 с.
10. Lenthall D.H., Hunter D.R. The geochemistry of the Bushveld granites in the Potgietersrus tin-field.-Precambrian Research, 1977, vol.5, N 4, p. 359-400.
11. Sainsbury C.L. Geology and Ore Deposits of the Central Jork Mountains, Western Seward Peninsula, Alaska.-Geological Survey Bulletin, 1969, 1287, p. 101.

12. Watson M.D., Snyman C.P. The Geology and Mineralogy of the Fluorite Deposits at the Buffalo Fluor-Spar Mine on Buffelsfontein 347 KR, Naboomspruit District. Transactions of the Geological Society of South Africa, 1975, vol. 78, pt. 1, p. 137-151.

УДК 553.634.12.0631.065

О СВЯЗИ ФЛЮОРИТОВОЙ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МОНГОЛИИ  
С ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИМ МАГМАТИЗМОМ

Д.И.Фрих-Хар, И.К.Волчанская

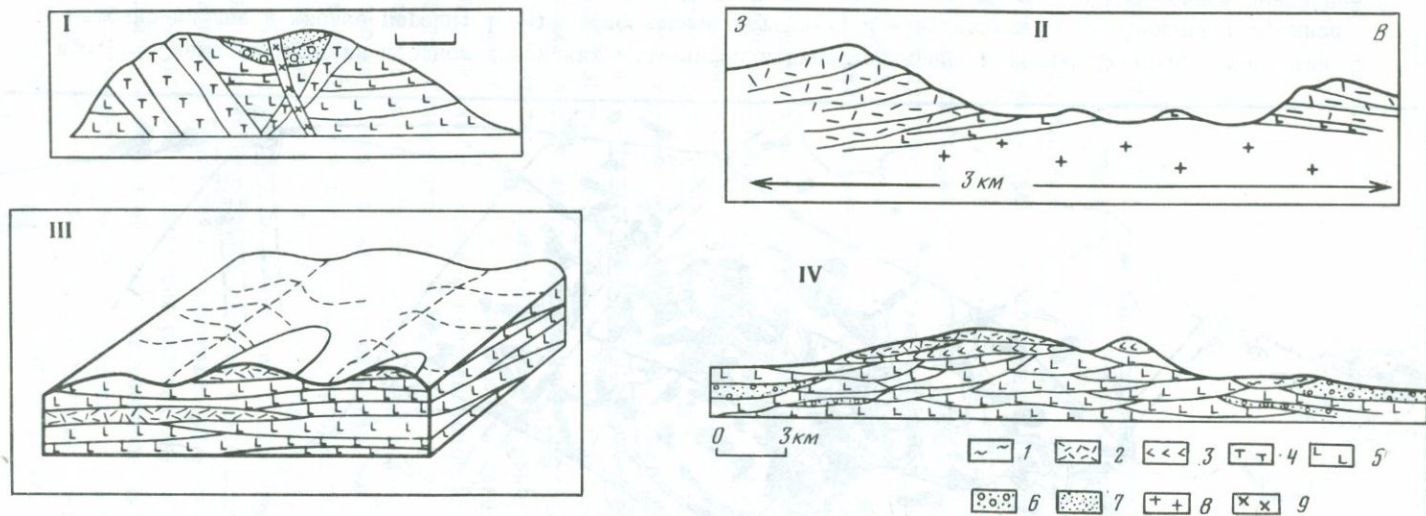
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г.Москва, СССР

Флюоритовая минерализация наиболее распространена на территории Монголии. Она приурочена к ареалам, которые в самом общем виде могут быть определены как пояса. А.Д.Келенов и Р.П.Хасин [6] выделили Северо-Монгольский, Восточно-Монгольский, Южно-Монгольский флюоритовые пояса.

Главная масса промышленных месторождений сосредоточена в пределах Восточно-Монгольского пояса [5,6]. Флюорит представлен жильными и метасоматическими телами кварц-флюоритового, кварц-барит-флюоритового и карбонатно-флюоритового состава [4]. Жилы размещаются как в породах докембрийского складчатого основания и гранитоидах позднекембрийского возраста, так и в эффузивах позднекембрийского возраста ( $I_3-K_1$ ). Существуют прямые данные о раннемеловом возрасте проявления флюоритовой минерализации на ряде месторождений Монголии, основанные на находках органических остатков во вмещающих вулканогенно-осадочных образованиях. Эти данные дают основания для представлений о генетической связи флюоритовой минерализации с позднекембрийским магматизмом, которых придерживается большинство исследователей Монголии. Действительно, наблюдается тесная пространственная совмещенность поясовых ареалов кембрийского магматизма и флюоритовой минерализации Монголии, что иллюстрирует рис.1. Детальное изучение строения полей распространения позднекембрийских вулканитов позволило одному из авторов доклада, Д.И. Фрих-Хару [1], выдвинуть представление о парагенетических ассоциациях интрузивных образований разной глубины становления и эффузивов.

В основании разрезов обычно залегают субщелочные разновидности андезитобазальтов, которые в некоторых районах латерально замещаются трахитами (Южно-Монгольская зона) или роговообманковыми андезитами. Мощность толщи колеблется в широких пределах, в среднем не превышает 300-400 м. Нередко они переслаиваются с пачками осадочных и туфогенных пород. Кислые эффузивы, представленные дацитами, трэхиллипаритами, липаритами, связанными непосредственными переходами с субвулканическими





Р и с. 2. Строение вулканических полей

I - секущие тела липаритов в толще базальтоидов (Берхэйский район); II - залегание мезозойских вулкани-  
тов на древних гранитоидах; III-IV - пластовые тела липаритов. I - верхнемеловые мергели, глины, песчаники;  
верхнеюрские-нижнемеловые образования: 2 - липариты, 3 - дациты, 4 - трахилипариты, 5 - базальты, 6 - кон-  
гломераты; 7 - песчаники, 8 - гипабиссальные гранитоиды, 8 - гранитоиды палеозойского возраста

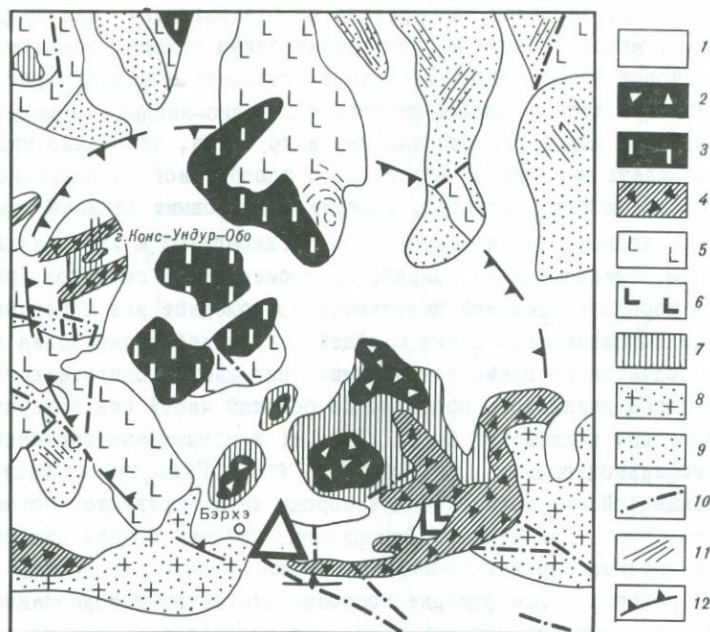
разностями пород, залегают, как правило, на базальтоидах или прорывают их дайковыми, межпластовыми и субвулканическими телами, образующими часто останцовые куполовидные массивы в современном рельефе (рис. 2.). Субвулканические тела и дайки кислого и щелочно-кислого состава образуют непрерывный ряд с гипабиссальными интрузиями, что можно непосредственно наблюдать на примере Бэрхэйского флюоритового поля, расположенного в пределах палеокальдеры, сложенной жерловыми фациями кварцсанидиновых мегaporфировых трахилипаритов, липаритов и их брекчий, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, граносиенитов и сиенитов (рис. 3.).

В целом породы повышенной щелочности преобладают над породами толеитовой щелочноземельной серии с общей тенденцией раскисления магматических продуктов во времени. Геохимические данные свидетельствуют о родстве пород различного состава. По большей части они содержат меньше кларковых количеств Co, V, Cr, Ni и повышенные значения элементов литофильной группы Sn, Zn, W, Pb. Существенно также, что позднемезозойские магматические породы характеризуются повышенным содержанием фтора. При этом во флюоритовых районах содержания фтора в основных и средних породах превышают таковые в кислых и щелочно-кислых породах. В районах, где флюоритовосность отсутствует, содержание фтора в основных и средних породах несколько снижается, а в кислых породах увеличивается и достигает или даже превышает уровень соответствующих содержаний в основных и средних породах флюоритовых районов.

Особенностью вещественного состава позднемезозойской магматической ассоциации является широкое проявление признаков ликвационного разделения. Эти признаки — шаровая текстура липаритов и трихилипаритов, а также субщелочных базальтоидов, расслоенность, выраженная фьямме — подобными включениями стекла в граносиенит-порфирах, флюидальностью в стекловатых липаритах и плохо раскристаллизованных гранит-порфирах, линзами раскристаллизованных пород в пластинах, сложенных порфирывыми и стекловатыми разностями, миндалинами халцедона в базальтоидах.

Особо отметим ликвационные линзы, сложенные рудным веществом и кремнеземом. Для кислых и щелочно-кислых магматических образований характерно также широкое проявление автобрекчиевых разностей, которые, как правило, дают непрерывные переходы в массивные флюидальные породы в объеме единых геологических тел, в том числе и пластовых. Мощность последних может сильно различаться и в некоторых случаях едва составляет первые сантиметры — десятки сантиметров при значительной протяженности. Подобные текстурные соотношения скорее всего свидетельствуют о высокой скорости движения и низкой вязкости расплавов, обусловленной их флюидизацией.

Флюоритовые месторождения Монголии приурочены к тем площадям развития позднемезозойских пород, которые характеризуются наличием максимально дифференцированных разностей с поздними кислыми и щелочно-кислыми разновидностями пород и практически отсутствуют там, где преобладают

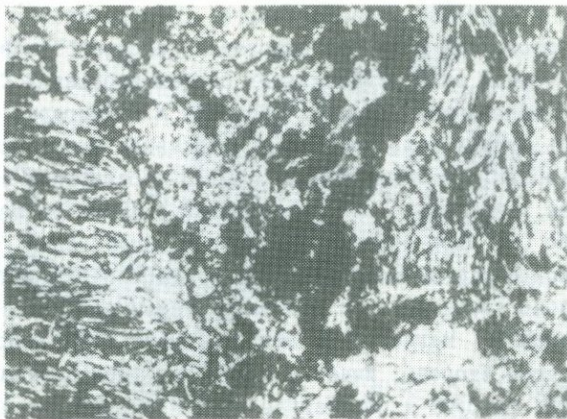


Р и с. 3. Бэрхэйская палеокальдера

I - рыхлые отложения; 2-8 - верхнеюрско-нижнемеловые образования: 2 - брекчии липаритов, 3 - мегапорфировые трахилипариты, трахидацииты и трахиандезиты, 4 - брекчии микрограносиенитов, 5, 6 - базальты и андезитобазальты (5 - покровы, 6 - субвулканические тела), 7 - туфобрекчии и туфопесчаники, 8 - граносиениты и граниты; 9 - комплекс палеозойского основания; 10 - разрывные нарушения; II - элементы трещиноватости; 12 - предполагаемые границы палеокальдеры

базальтоиды. При этом кварц-флюоритовые и кварц-барит-флюоритовые жилы являются наиболее поздними, завершающими магматический цикл. Более того, на некоторых месторождениях установлена перемежаемость этапов флюоритовой минерализации с фазами проявления кислого вулканизма. Все это позволяет рассматривать кварц-флюоритовые жилы в едином ряду дифференциатов кислой ветви магматизма, свидетельствующих об их парагенетических соотношениях.

Относительное обеднение пород фтором в районах проявления флюоритового оруденения может быть объяснено высвобождением его из кислой магмы, что фиксируется находками акцессорного флюорита в протолочках кислых пород и скоплениями его в микроразрывах тех же пород. Обособившийся в этом процессе фтор концентрировался, как можно предполагать, в кварц-флюоритовых жилах (рис.4). Не флюоритовых месторождениях Монголии проявляются и признаки процессов ликвационного разделе-



Р и с. 4. Обломки трахита, сцементированные кварц-флюоритовым агрегатом. Николи скрещены, увел. 35

ния. К ним относятся линзовидное расположение жильных минералов - кварца и карбоната, наличие флюорита в шаровых выделениях липаритов, перемежающихся с флюоритовой минерализацией. Флюоритообразование сопровождается привнесом и других компонентов, которыми обогащены породы позднемезозойской ассоциации ( Pb , Zn , Sn , Mo , Nb ).

Структурный контроль позднемезозойского магматизма определяется трещинной тектоникой. В целом пояс мезозойских вулканитов ограничен региональными зонами глубинных разломов - Южно-Хантейским и Главным Монгольским линейamentом. С запада ареал сплошного распространения вулканитов ограничен секущим северо-западным Мандалгобийским поясом разрывных нарушений. Разрывные нарушения определяют и внутреннюю блоковую неоднородность пояса. Так, крупный северо-восточный линеймент, установленный морфоструктурным анализом, ограничивает с юга область проявления площадей с наиболее дифференцированным магматизмом с проявлением пород повышенной калиевой щелочности. Эти площади тяготеют к узлам пересечения зоны с секущими северо-западными и субмеридиональными поясами нарушений. Размещение позднемезозойских вулканитов и впадин контролируется также крупными концентрическими структурами, которые обособились как сводовые поднятия в конце мезозойского времени. По данным дешифрирования космических снимков, установлены также многочисленные кольцевые разломы меньшего диаметра, околнуривающие ареалы кислых и щелочно-кислых пород.

Те же закономерности регионального структурного контроля характерны для особенностей размещения флюоритового оруденения. С поясом вулканитов полностью совпадают границы Восточно-Монгольского пояса флюоритовой минерализации [6], причем все промышленные месторождения флюори-

та сосредоточены в пределах Хараайракского, Галшаринского и Бэрхэйского рудных районов, где они контролируются непосредственно узлами пересечений отмеченных выше региональных систем нарушений СВ, СЗ и субмеридионального направлений (рис.1). При этом Ж.Бадамгарав показал, что большая часть рудных тел, имеющих промышленное значение, выполняет крутопадающие разрывы, ориентированные в крест простирания слоев вулканиитов, и подчинена, как правило, соответствующей системе региональных сквозных зон либо СЗ, либо субмеридионального направления [1].

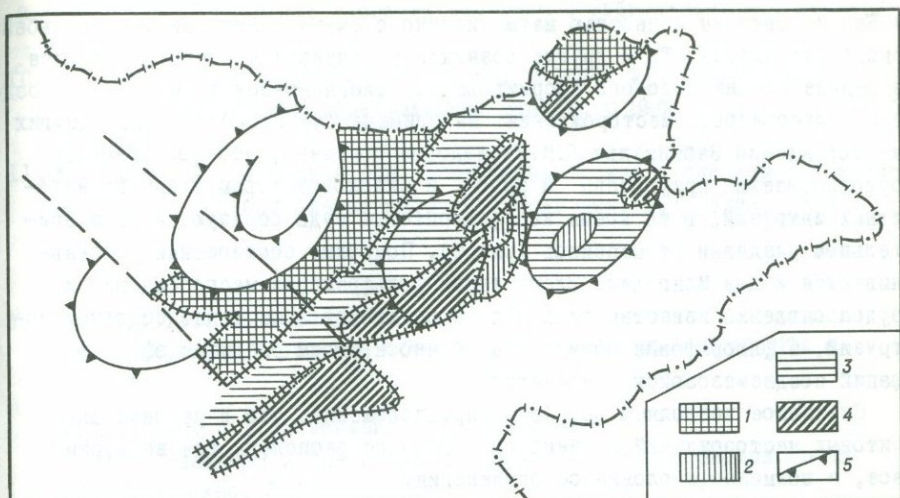
Позднемезозойское редкометалльное оруденение (олово, вольфрам, молибден) также тесно ассоциирует с рассматриваемым вулканическим поясом, хотя его связь с магматизмом этого времени пока недостаточно обоснована. С другой стороны, имеется целый ряд формационных типов месторождений, где флюорит и отмеченная группа редких металлов встречаются совместно - это месторождения грейзеновой формации с прожилковым флюоритом и редкометалльно-флюоритовой формации (Барун-Цогто). В Южной Монголии нами открыто железо-фтор-редкоземельное со стронцием оруденение, которое генетически связано с формацией калиевых щелочных вулканиитов позднеюрского возраста (абс. возраст 140-150 млн. лет) [2,3].

В региональном плане прослеживаются следующие закономерности пространственного расположения площадей с редкометалльной и флюоритовой минерализацией (рис.5). Отмечается зональное размещение поясов оловянно-вольфрамовой, медно-полиметаллической и флюоритовой минерализации по отношению к Хэнтэйскому сводовому поднятию, ядро которого сложено гранитоидами мезозойского возраста, а периферическая часть - вулканическим поясом позднемезозойского возраста. В пределах Верхнеульдинского и Барунуртского сводовых поднятий также наблюдается зональность в размещении редкометалльного и флюоритового оруденения по отношению к ядру сводового поднятия (рис.5).

Образование сводов в Восточной Монголии связывается с неравномерным всплыванием застывших на глубине магматических масс, происходившим, во всяком случае, после формирования месторождений. Это привело к различным величинам денудационного среза надочаговых толщ, вследствие чего наблюдается пространственная разобщенность месторождений разного уровня формирования.

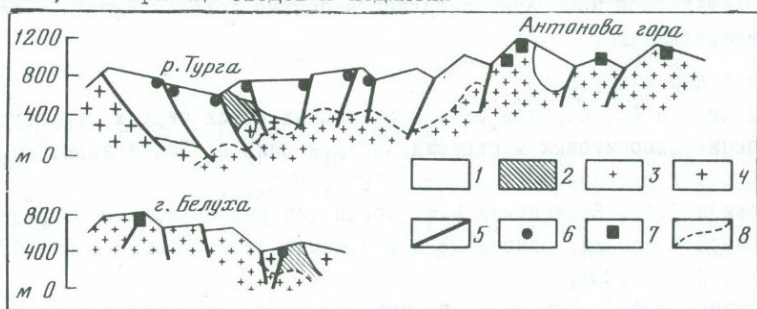
Возраст вольфрамовой минерализации в Монголии в настоящее время считается доверхнеюрским. Однако эта датировка является условной и основана преимущественно на сопоставлениях с Забайкальем и на отсутствии контактов рудоносных интрузий с позднемезозойскими эффузивами. В то же время возраст этих интрузий по большей части спорный. Контакты же не могут быть обнаружены и в случае относительной молодости интрузий, так как глубина становления интрузий и оруденения 2-3 км, что значительно превышает мощность пачки позднемезозойских эффузивов.

С.С.Смирнов [9] высказал предположения о парагенетических соотношениях флюоритовой и вольфрамовой минерализации в Забайкалье. Он полагал,



Р и с. 5. Редкометалльные и флюоритовые зоны Восточной Монголии

1-2 - редкометалльные металлогенические зоны: 1 - Южно-Хэнтийская, 2 - Южнокеруленская; 3 - флюоритоносный пояс; 4 - флюоритоносные рудные районы; 5 - границы сводовых поднятий



Р и с. 6. Схематические геологические разрезы районов вольфрамовых месторождений Забайкалья [7]

1 - юрские отложения; 2 - верхнепротерозойские (?) осадочно-метаморфические породы; 3 - верхнеюрские гранитоиды; 4 - палеозойские гранитоиды; 5 - разломы; 6 - месторождения флюорита; 7 - месторождения олова и вольфрама; 8 - предполагаемая граница залегающего на глубине массива гранитоидов

что одни и те же интрузии являются одинаково рудоносными в отношении как флюорита, так и вольфрама. При этом флюоритовые месторождения следует рассматривать как позднейшие продукты того же процесса, на ранних стадиях которого возникли оловянные и вольфрамовые руды. Подобной же точки зрения на забайкальские месторождения придерживаются А.Г. Соловьев, В.В. Чупров [10], Г.И. Кириллов [7]. Последний считает, что вольфрамовое и флюоритовое оруденение забайкальских месторождений Букука

и Белуха связаны общностью магматического очага с интрузиями кукульбейского комплекса. Те и другие возникли в результате единого процесса, в ранние стадии которого сформировались оловянно-вольфрамовые, а в поздние - флюоритовые месторождения. На примере Тургинского и ряда других месторождений Забайкалья Г.И.Кирилловым показано, что вольфрамовые рудопроявления приурочены к эндо- и экзоконтактовым зонам гранитоидных интрузий, в то время как флюоритовые руды образуются на значительном удалении от массивов (рис.6). Подобные соотношения устанавливаются и для Монголии. Здесь также вольфрамовые месторождения и рудопроявления известны лишь в приконтактовой зоне гипабиссальных интрузий, а флюоритовые приурочены обычно к полям развития эффузивных фаций позднемезозойских магматитов.

Сказанное позволяет высказать предположение, что в районах флюоритовых месторождений на некоторой глубине располагаются вольфрамовые, а возможно, и оловянные оруденения.

Как мы показали, в этих районах, как правило, присутствуют кислые вулканы. Выявленные закономерности строения позднемезозойской магматической ассоциации позволяют предполагать наличие на некоторой глубине (2 км) гранитоидных интрузий, комагматичных кислым вулканитам. В приконтактовой зоне этих интрузий вероятно появление редкометалльной минерализации.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бадамгарав Ж., Корытов Ф.Я. О некоторых общих чертах структурной позиции флюоритовых месторождений Монголии и Забайкалья.-Тр./Науч.-исслед. геол. ин-та (Улан-Удэ), 1972, № 2.
2. Баскина В.А., Волчанская И.К. Новый тип редкоземельного оруденения в Южной Монголии, связанный с щелочными вулканитами.-Докл. АН СССР, 1976, № 3, с.228.
3. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенного оруденения. М.: Наука, 1981.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. Ш. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977.
5. Каленов А.Д. О возрасте рудоносных интрузий, оловянных и вольфрамовых месторождений Центральной и Восточной Монголии.-Докл. АН СССР, 1967, № 6, с.176.
6. Каленов А.Д., Хасин Р.П. Возраст и некоторые закономерности размещения флюоритовой минерализации в Восточной Монголии.-Сов. геология, 1965, № 4.
7. Кириллов Г.И. Некоторые закономерности размещения рудных месторождений в верховьях рек Турга и Талагуй (Восточное Забайкалье).-Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 12.
8. Корытов Ф.Я. О связи флюоритового оруденения Забайкалья и других провинций с основным магматизмом. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, 1971, вып. 14.

9. Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.: Гостеолтехиздат, 1944.
10. Соловьев А.Г., Чупров В.В. К вопросу о связи флюоритовой минерализации с интрузивными образованиями Западного Забайкалья. Тр./ВСЕГЕИ. Н.С., 1962.
11. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978.

УДК 552.41:553.2:553.634.12\*689.2

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАРИТА И ФЛЮОРИТА

С.Д.Малинин, Н.Е.Учмейшвили, Н.А.Куровская

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского АН СССР, г. Москва, СССР

Оценка физико-химических условий образования месторождений гидротермального генезиса сегодня основывается на сочетании данных полевых наблюдений, данных о составе растворов и термобарометрии по газово-жидким включениям в минералах и, наконец, на термодинамических расчетах, в основу которых, в свою очередь, положены данные экспериментальных исследований. Поскольку отложение минералов в конечном счете определяется их растворимостью, в основе схемы оценки лежит расчет растворимости минералов в растворах солей различных составов и концентраций при некоторых заданных параметрах. Расчет растворимости делается с использованием термодинамических констант: произведений активности и констант устойчивости ионных ассоциатов, с учетом влияния ионной силы (по теории сильных электролитов). Ниже, в основном на примере барита демонстрируется, как указанные подходы в полной мере или частично могут быть применены к анализу условий минералообразования.

Физико-химические данные к барит- и флюоритсодержащим системам

В основу термодинамики систем с баритом положены данные экспериментальных исследований растворимости барита в воде и растворах солей разного состава и концентраций:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$  [16, 15, 3, 10]. Обработкой этих данных были получены значения  $L^\circ \text{BaSO}_4$  и констант нестойкости ассоциатов  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{MgSO}_4$ . Для интервала температур 25-300° температурная зависимость этих констант выражается уравнениями [4]

$$pL^\circ \text{BaSO}_4 = \frac{4816,7}{T} - 17,094 + 0,036115 T;$$

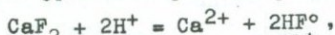
$$pK^\circ \text{CaSO}_4 = \frac{2041,05}{T} - 11,084 + 0,0214 T;$$

$$pK^\circ \text{MgSO}_4 = \frac{126,91}{T} - 1,1452 + 0,0101 T.$$

Термодинамические характеристики водно-солевых растворов с флюоритом содержится в работах [6, 5], в которых исследовалась растворимость

флюорита при температурах от 25 до 250°C в растворах  $\text{CaCl}_2$  и  $\text{NaCl}$ , содержащих  $\text{HCl}$ . Сильнокислая среда была выбрана для подавления гидролиза  $\text{CaF}_2$ .

Исходя из уравнения реакции растворения флюорита в кислоте



из выражения для констант  $K_{\text{HF}} = \frac{m\text{H}^+ + m\text{F}^-}{m\text{HF}^0}$ ,  $L\text{CaF}_2 = m\text{Ca}^{2+}m(\text{F}^-)^2$  с учетом баланса масс  $\sum m\text{Ca} = S + m\text{CaCl}_2 = m\text{Ca}^{2+}$ ,

$\sum m\text{F} = 2S = m\text{HF}$ , где  $S$  - растворимость  $\text{CaF}_2$ ,

приходим к выражению  $(L\text{CaF}_2/K_{\text{HF}}^2) = (S + m\text{CaCl}_2) 4S^2/(m\text{H}^+)^2$ ,

из которого экстраполяцией к нулевым ионным силам расчетным путем на ЭВМ по специальной программе, учитывающей вклад ионных ассоциатов ( $\text{CaCl}^+$ ,  $\text{CaF}^+$ ,  $\text{HF}_2^-$  и др.), были получены значения  $L^0\text{CaF}_2$ . Их температурная зависимость аппроксимирована уравнением

$$pL^0\text{CaF}_2 = 5305,92/T - 17,1486 + 0,0371625 T.$$

Эти значения могут быть рекомендованы для расчетов минеральных равновесий с участием флюорита.

Физико-химические условия образования барита

По данным исследований газовой-жидких включений в минералах баритоносных жил [8], природные баритоносные растворы содержат  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{CO}_2$  при значениях ионных сил от 0,1 до 3<sup>m</sup>, образование барита происходило при температурах 50-200°C. Анализ условий равновесий барита с другими минералами основан на решении систем уравнений, одни из которых связывают через константы реакций концентрации отдельных растворенных форм частиц, другие выражают баланс вещества в системе. В расчетах учитывали образование ассоциатов  $\text{CaSO}_4^0$ ,  $\text{MgSO}_4^0$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaHCO}_3^+$ . Коэффициенты активности ионов в солевых растворах рассчитывали по уравнению Дебая-Хюккеля в форме второго приближения

$$\lg \gamma_{\pm} = - \frac{z^2 S_T I^{1/2}}{1 + \text{Ва}^0 I} \cdot 1/2.$$

Результаты анализа ассоциаций минералов, образующихся в системе  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ , позволяют сделать ряд выводов.

Полю устойчивости ассоциации барит-кальцит отвечает широкий интервал концентраций  $\text{Ca}^{2+}$  (от  $10^{-0,5}$  до  $10^{-4,5}$  m при 200°C). Этим объясняется, почему указанная ассоциация самая распространенная в группе минералов, сопутствующих бариту. Полю устойчивости минеральных ассоциаций, содержащих витерит и ангидрит, нигде не перекрываются, откуда следует, что эта ассоциация как равновесная встречается в природе не может. Рассмотрение условий равновесия ассоциаций, включающих барит и ангидрит, указывает на преимущественную вероятность образования ангидрита при 200° и выше для концентраций  $\text{Ca}^{2+}$  отвечающих природным. Анализ условий равновесия ассоциации барит-витерит указывает на принципиальную возможность развития процесса образования витерита по бариту, вместе с тем относительно малая распространенность его в природных условиях объясняется контролирующим влиянием  $\text{Ca}^{2+}$ , ничтожные

концентрации которого препятствуют образованию виверита в "борьбе" за ион  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Если подвести итог характеристике основных черт образования барита на основе термодинамических оценок, то в качестве главного вывода следует отметить определяющую роль  $\text{Ca}^{2+}$ , как регулятора этого процесса. При высоких концентрациях  $\text{Ca}^{2+}$  в растворах и больших его ресурсах в природных системах по сравнению с  $\text{SO}_4^{2-}$  и тем более с  $\text{Ba}^{2+}$  на высокотемпературных стадиях эволюции баритообразующих растворов происходит связывание  $\text{SO}_4^{2-}$  в ангидрит за счет низкой растворимости последнего в присутствии  $\text{Ca}^{2+}$ . Следовательно, можно предполагать образование ангидрита как промежуточной высокотемпературной фазы, которая предшествовала образованию барита. Что это действительно могло быть так, подтверждено находками ангидрита в кварце ранних высокотемпературных стадий [7]. Барит должен был образовываться только на более поздних низкотемпературных этапах эволюции растворов в результате освобождения  $\text{SO}_4^{2-}$ , связанного ранее в ангидрит. Именно в силу этой конкурирующей роли  $\text{Ca}^{2+}$  образование барита приурочено к низкотемпературным стадиям и находки высокотемпературного барита отмечаются относительно редко.

Схема расчета условий образования минеральных ассоциаций с участием барита была проверена на водах рассольного типа Челекенской гидротермальной системы, содержащих в своем составе  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и известных тем, что при их эксплуатации наблюдается отложение барита, они поэтому могут рассматриваться с известным приближением как модель природных баритообразующих систем. Оценка условий образования сульфата  $\text{Ba}$ , по доступным данным о составе этих вод [2], показала, что в соответствии с данными наблюдений система пересыщена в отношении  $\text{BaSO}_4$  и, напротив, далека от насыщения в отношении сульфатов  $\text{Sr}$  и  $\text{Ca}$ .

Важную дополнительную информацию об условиях образования месторождений барита дает изучение содержания в барите  $\text{Sr}$ , который изоморфно входит в бариты, составляя в них от 0,1 до 3 мольных %.

Распределение примесных ( $\text{Tr}$ ) и основных ( $\text{Car}$ ) компонент между твердой фазой (состав  $X$ ) и раствором (концентрация  $m$ ) при соосаждении происходит в зависимости от режима по одной из двух схем: по т.н. схеме нормального (или гомогенного) распределения  $m_{\text{Tr}}/m_{\text{Car}} = D X_{\text{Tr}}/X_{\text{Car}}$  или по схеме логарифмического (или гетерогенного) распределения  $\log(m_{\text{Tr}}^i/m_{\text{Tr}}^f) = A \log(m_{\text{Car}}^f/m_{\text{Car}}^i)$ , где индексы  $i$  и  $f$  относятся соответственно к начальным и конечным состояниям процесса;  $D$  и  $A$  - соответствующие константы.

Анализ и сопоставление имеющихся в литературе экспериментальных данных по сокристаллизации  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$  в системе  $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{SO}_4$ , показывает, что распределение  $\text{Sr}$  между водными растворами и твердой фазой смешанных сульфатов при использовании метода соосаждения следует логарифмическому закону. Коэффициент распределения  $\text{Sr}$  при его су-

щественном различии у разных авторов [11, 12, 147] (от 0,1 до 0,01 при 80°C) аномально высок по сравнению с данными для других солевых систем, а также с результатами оценки на основе энергетической теории изоморфизма, позволяющей приближенно рассчитывать для рассматриваемой системы величины коэффициентов нормального закона распределения [9]. Причины отмеченной аномалии следует скорее всего отнести за счет соотношения растворимостей сокристаллизующихся компонентов: значительно меньшей растворимости кристаллизанта ( $BaSO_4$ ) по сравнению с сокристаллизующейся примесью ( $SrSO_4$ ). Такой характер соотношений растворимости не только обуславливает следование системы в процессе сокристаллизации логарифмическому закону распределения, но, по-видимому, приводит к значительному повышению величины наблюдаемого коэффициента сокристаллизации над величиной коэффициента нормального распределения.

Несмотря на недостаток соответствующей информации, приложение даже имеющихся данных по сокристаллизации позволяет дать объяснение некоторым особенностям поведения Sr в процессах баритообразования. Например, редкая встречаемость барита с содержаниями Sr более 3% следует, как было показано в [13], из схемы соосаждения по логарифмическому закону распределения. С другой стороны, по оценкам на основе энергетической теории изоморфизма твердые растворы Ba и Sr в смешанных сульфатах нестабильны при температурах порядка 0-100°C, и это тоже может быть причиной "очистки" барита от стронция в ходе повторной перекристаллизации. Однако в любом случае, поскольку коэффициент распределения для Sr всегда меньше единицы, при образовании баритов

Sr должен "оттесняться" в раствор. На примере данных работы [1] по баритам Белореченского месторождения было показано в соответствии с отмеченной закономерностью возрастание в пределах одной генерации содержания Sr по жиле вверх и от зальбандов к центру. Таким образом, содержание стронция в барите может служить для месторождений независимым индикатором эволюции баритообразующих систем.

#### Л и т е р а т у р а

1. Кривовичев В.Г. Минералого-геохимические особенности Белореченского месторождения барита. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1973. 19 с.
2. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 261 с.
3. Малинин С.Д., Учайейшвили Н.Б., Хитаров Н.И. Приложение теории сильных электролитов к растворимости барита в водных растворах хлоридов металлов.-Геохимия, 1969, № 8, с. 927-938.
4. Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979. III с.
5. Малинин С.Д., Куровская Н.А. Экспериментальное изучение растворимо-

- сти флюорита в водных растворах  $\text{HCl} - \text{NaCl}$  при температурах 25-90°C.-Геохимия, 1979, № 5, с. 693-703.
6. Мелинин С.Д., Куровская Н.А. Экспериментальное исследование равновесий в системе  $\text{CaF}_2 - \text{HCl} - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$  при гидротермальных условиях.- Геохимия, 1979, № 11, с. 1630-1636.
  7. Учамейшвили Н.Е., Мелинин С.Д., Хитаров Н.И. Растворимость барита в концентрированных растворах хлоридов некоторых металлов при повышенных температурах.-Геохимия, 1966, № 10, с. 1193-1205.
  8. Учамейшвили Н.Е., Мелинин С.Д., Хитаров Н.И. Геохимические данные к процессам формирования баритовых месторождений. М.: Наука, 1980, 123 с.
  9. Урусов В.С. Теория изоморфной смесимости. М.: Наука, 1977, 251 с.
  10. Blount Ch.W. Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300°C and 1400 bars. - Amer. Miner., 1977, vol. 62, p. 342.
  11. Cohen A.J., Gordon L. Co-precipitation in some binary sulfate systems, Talanta, 1961, vol. 7, p. 195.
  12. Gordon L., Reimer C.C., Burth B.P. Distribution of strontium within barium sulfate precipitated from homogenous solutions.-Anal.Chem., 1954, vol. 26, N 5, p. 842.
  13. Honor J.S. Frequency distribution of compositions in the barite-celestite series.-Amer.Miner., 1968, vol. 53, p. 1215-1222.
  14. Starke R. Der Strontium Gehalt der Barite. Freiberg. Forsch. Reihe, B.C150, 1964, 231 s.
  15. Strübel G. Zur Kenntnis und genetischer Bedeutung des Systems  $\text{BaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ .-Neues Jahrb.Mineral Monatsh., 1967, Hf 7/8, s.223-234.
  16. Templeton Ch.C. Solubility of barium sulfate in sodium chloride solution from 25 to 95°C.-J.Chem.Engn.Data, 1960, vol. 3, N 4, p. 514-516.

УДК 553.689:553.3.077

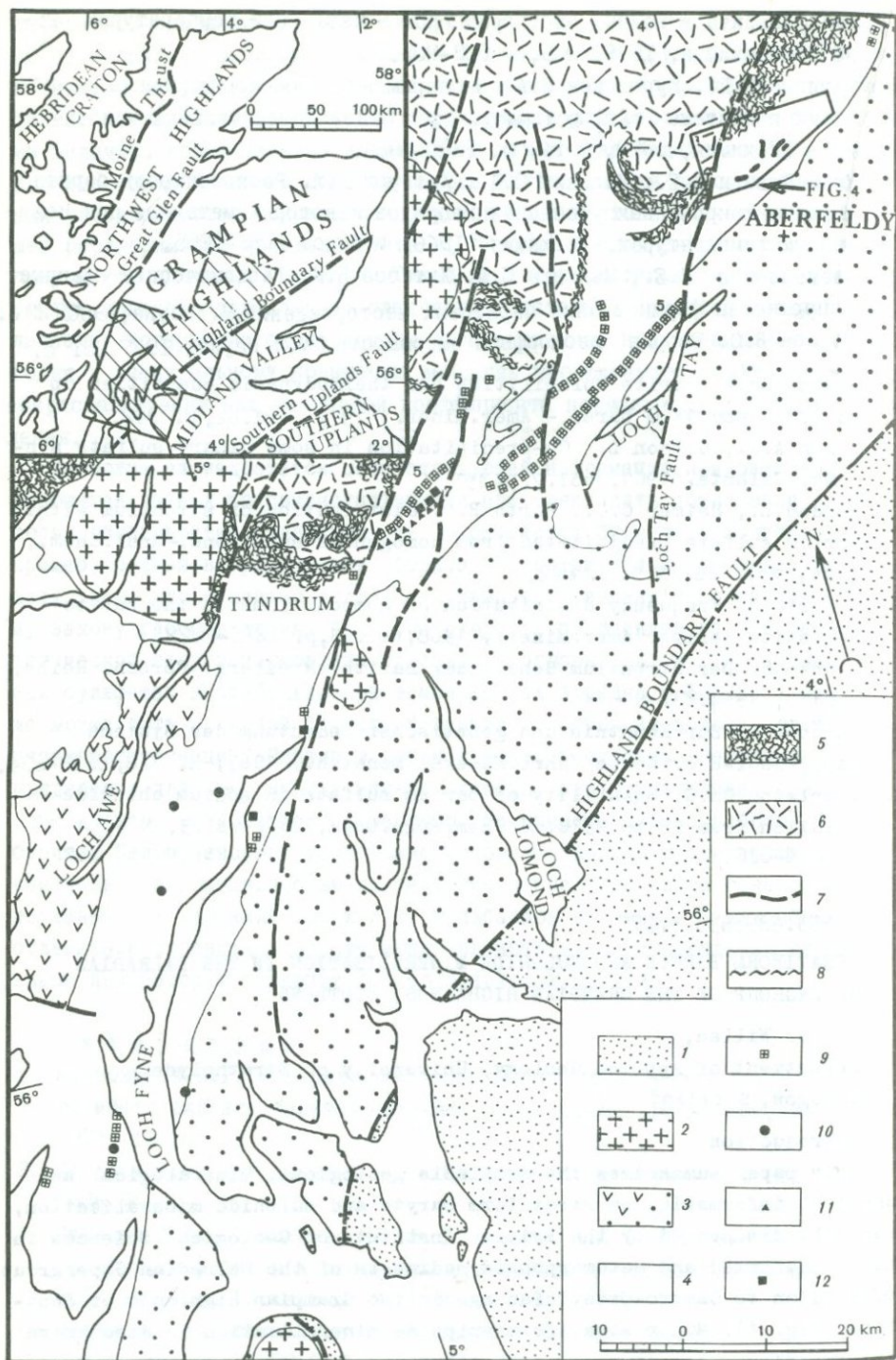
STRATIFORM BARYTE AND SULPHIDE MINERALIZATION IN THE DALRADIAN SUPERGROUP OF THE GRAMPIAN HIGHLANDS, SCOTLAND

R.C.R. Willan,

Department of Applied Geology, University of Strathclyde,  
Glasgow, Scotland

Introduction

This paper summarises the available geological, mineralogical and chemical information on stratiform baryte and sulphide mineralization, recently discovered by the British Institute of Geological Sciences in highly deformed and metamorphosed sediments of the Dalradian Supergroup of Vendian to Cambro-Ordovician age in the Grampian Highlands of Scotland (Fig. 1). Minor stratiform sulphide mineralization is also known in Dalradian metasediments in Shetland and Ireland making the Dalradian an extensive terrain with great potential for future discoveries of stratiform Ba+Zn+Pb mineralization.



## Regional Geology

The Dalradian Supergroup is a 20-25 km thick succession of carbonaceous and calcareous muds, sands, carbonates, turbidities, basaltic tuffs and lavas (Fig. 2). Sedimentation commenced in a shallow marine basin situated on high grade Archaean and Lower Proterozoic gneisses of the stable Laurentian Shield. Palaeomagnetic evidence indicates that the Dalradian Basin was at a low latitude (10° South) and there is confirmatory evidence of hot climatic conditions and a high seawater salinity, in the form of gypsum pseudomorphs and dolomites in some Appin and Argyll Group formations. The Grampian and Appin Groups consist of relatively thin and laterally extensive formations of sands, carbonaceous muds and carbonates derived from a continental area to the northwest. In contrast the Argyll and Southern Highland Groups contain thick formations with rapid lateral thickness and facies changes, and evidence of the formation of fault-bounded steep unstable slopes and deep basins, attributed to extensional tectonics in the sialic basement. Minor intrusive and ?extrusive basaltic rocks become increasingly common from Islay Subgroup times onwards and culminated in the Lower Cambrian, when three kilometres of basic sills were emplaced at shallow levels in the turbidites of the Southwest Highlands. Finally the basic magma broke through to the surface to form two kilometres of basaltic tuffs and lavas. These Tayvallich Volcanics mark lithosphere rupture within the Dalradian Basin, by now a complex north-east-southwest oriented (150km x 700km) basin, related to the opening of the Iapetus Ocean to the southeast of the Dalradian Basin. The Dalradian sedimentary pile underwent complex polyphase deformation and metamorphism during the Grampian Orogeny, (520-460 Ma), the early phase of the Caledonian Cycle of orogenesis.

### Stratiform Mineralization in the Dalradian of the Grampian Highlands

Minor stratiform sulphide mineralization, long known in the Loch Fyne-Loch Tay region (Fig. 1) was regarded, prior to 1970, as being of metasomatic replacement or vein-controlled origin and emplaced during regional metamorphism or igneous intrusive activity. In 1973 the I.G.S. re-examined minor localities, 4, 5, 8 and 9 (Table 1) and subsequently the Aberfeldy Deposit and the Ben Challum Quartzite mineralization were discovered.

Fig. 1. Outline geology of the central and southwest Grampian Highlands and the location of the stratiform mineralization in the Argyll Group. Numbers of localities on Figure refer to numbers in Table 1

1 - Upper Palaeozoic; 2 - Granites; 3 - Southern Highland Group; 4 - Argyll Group; 5 - Appin Group; 6 - Grampian Group; 7 - Fault; 8 - Slide; 9 - disseminated and massive pyrite; 10 - Cu rich mineralisation; 11 - Zn-Cu rich mineralisation; 12 - Zn-Pb rich mineralisation

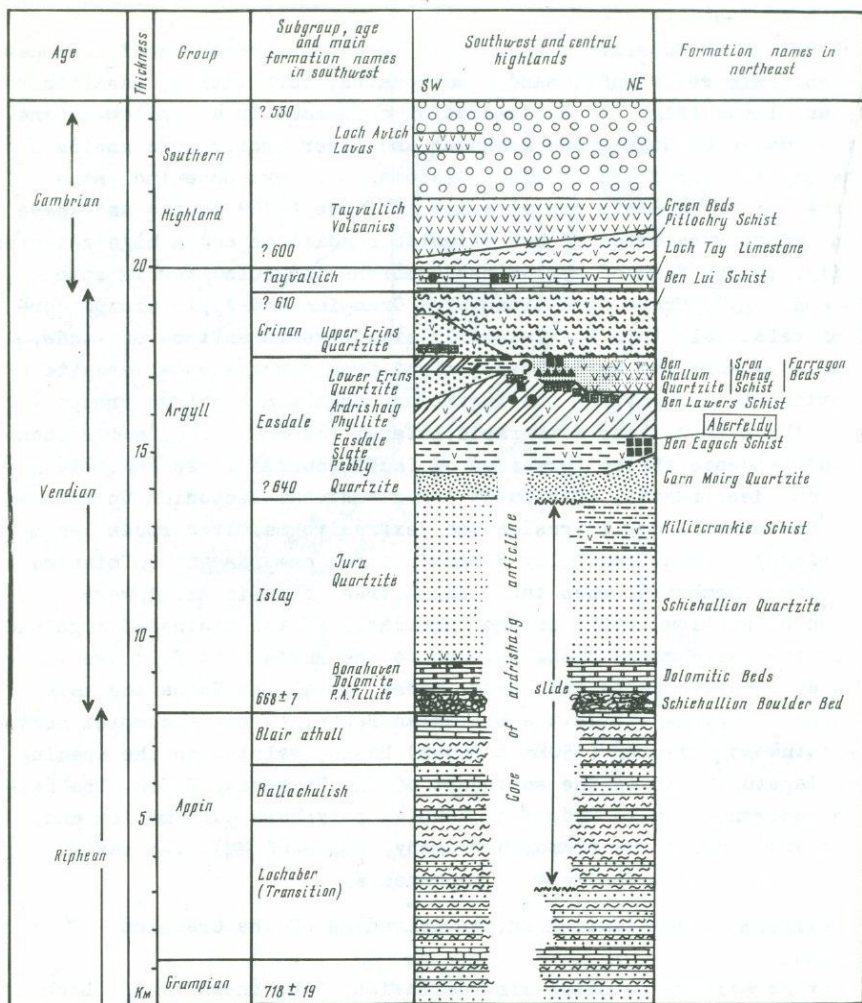


Fig. 2. Schematic column, approximately to scale, showing the subdivision of the Dalradian supergroup of the central and southwest Gram-pian Highlands, Only important formations are named. P.A. TILLITE = Port Askaig Tillite which is correlated with the Vendian Glaciation of Scandinavia. Summarised from recent important reviews of Caledonian and Dalradian geology given in references. Stratiform mineralization is indicated by symbols as on Fig. 1

Table 1  
 Summary information on all localities of stratiform mineralization in the Dalradian Supergroup of the Grampian Highlands, Scotland, listed in stratigraphic order with the oldest at the bottom

Locality	Location number on Fig. 1	Age	Host Formation (see Fig. 2)	Host Lithology
Kilfinan	12	?	Loch Tay Limestone	Siliceous and Chlorite Limestone
Clachan Bheag	11	?	Loch Tay Limestone	Siliceous Limestone
Tom na Gobhair	10	Lower Cambrian-600Ma	Loch Tay Limestone	Siliceous Limestone
Garbh Achadh	9	Late Precambrian	Crinan Grit	Quartzite
Meall Mór	8	Late Precambrian	Upper Erins Quartzite	Epidote-rich Feldspathic Quartzite, Mica-Quartz schist, and Metabastite
Ben Challus Horizon	7	Late Precambrian	Ben Challus Quartzite	Feldspathic Quartzite
Auchtertyre Horizon	6	Late Precambrian	Ben Challus Quartzite	Feldspathic Quartzite
Pyrite Horizon	5	Late Precambrian	Ben Lawers Schist, Ardrishaig Phyllite, Upper Erins Quartzite	Calc-Mica-Quartz Schist, Phyllite and Quartzite
McPhun's Cairn	4	Late Precambrian	Ardrishaig Phyllite	Calc-Quartz-Muscovite Phyllite
Craignure	3	?Late Precambrian	Ardrishaig Phyllite	Calc-Chlorite-Quartz Phyllite
Coillie Shraghad	2	?Late Precambrian	Ardrishaig Phyllite	Calc-Chlorite-Quartz Phyllite
Aberfeldy	1	Late Precambrian 650-600Ma-620Ma?	Ben Eagach Schist	Graphitic Muscovite-Quartz Schist

Table 1 (cont.)

Locality	Metamorphic Grade (Chlorite, Biotite, Garnet)	Shape of Orebody	Mode of Aggregation (Massive, disseminated or veins)	Dimensions (thickness, along strike, down dip, tonnage)	Fe Oxide/Sul- phide
Kilfinan	-	Irregular pods	M, V, D	1-5m TH 7km AS	Py
Clachan Bheag	-	Lens	M	0.2m TH -20 tonnes ore	Py
Tom na Gobhair	Gt	Lenses	M	0.6m TH 15m AS	<u>Py, Po</u>
Garbh Aghadh	Chl	Layers	M(D)	1m TH	<u>Po, Py</u>
Meall Mór	Ri/Gt	Layers and veins	D, V	200m TH 1.4km AS 150m DD	<u>Py, Mt, (Po)</u>
Ben Challus Horizon	Gt	Layer	D	10-20m TH	<u>Py</u>
Auchtertyre Horizon	Gt	Layer	D	2.5km AS 60-80m TH	<u>Py, (Po)</u>
Pyrite Horizon	Chl/Bi/Gt	Layer	D	9km AS 180m TH 190km AS 10km DD(across strike)	<u>Py, (Po)</u>
McPhun's Cairn	Chl/Bi	Layers and pods	M(D)	2m TH 7m AS	<u>Py, Po</u>
Craingnure	<u>Chl/Bi</u>	Layers	D, (M)	0.1m TH 60m AS	<u>Po, Py</u>
Coillie Shraghad	<u>Chl/Bi</u>	Layers	M, (D)	0.2m TH 90m AS -734 tonnes metal	<u>Py, Po, (Mc)</u>
Aberfeldy	Gt	Layered lenses	Baryte-M Sulphides-D Barium sili- cates-M and D	35-140m TH 7km AS 500m DD	

Locality	Base Metal Minerals	Maximum Assays			Cu:Zn:Pb	Other elements (ppm)	Comments
		Cu	Zn	Pb			
Kilfinan	<u>cc</u> , cv, py	8.20	-	-	100: 0: 0		Past producer 1911-1917 Super- gene replacement Trial c. 1792
Clachan Bheag	<u>sp</u> , ga	tr	20	12	3:61:36?	Ag 29 Au tr	Epigenetic replacement Showing, synsedi- mentary
Tom na Gobhair	(cp)	tr	tr	-	(Cu=Zn?)		Trial 19th Centu- ry Sedimenta- ry
Garbh Achadh	cp	13	tr	-	99: 1: 0?	Ni 7400 As tr Co tr	Past producer c. 1800 Synsedi- mentary and epige- netic
Meall Mor	cp, (sp)	0.58	0.01	0.01	94: 4: 2	Ag 4	Discovered 1979
Ben Challum Horizon	sp, ga, (cp)	0.03	1.00	0.13	3:86:11		Synsedimentary
Auchtertyre Horizon	sp, cp	0.07	0.30	0.00	19:81: 1	Au 0.42	Discovered 1973
Pyrite Horizon	(cp)	0.01	0.02	0.00	(42:47:11)	Au 0.28	Synsedimentary Trial 1897 Syn- sedimentary
McPhun's Cairn	<u>sp</u> , <u>ga</u> , (cp)	0.04	7.50	5.20	0:78:22	Au 0.75 Ag 30 As 700 Ni 200	Past producer 1845, 1859 Syn- sedimentary?
Craignure	<u>cp</u> , pn	7.08	-	-	100:0:0?	Ni 12% Co 1%	Past producer 1851-1867 Syn- sedimentary?
Coillie Bhra-	<u>cp</u> , pn	7.00	tr	tr	100:0:0?	Ni 14% Co 1%	Discovered in 1975 Future pro- ducer of baryte Synsedimentary
Aberfeldy	<u>sp</u> , <u>ga</u> , (cp)	0.01	0.19	0.44	0:73:27	7-10mt Baryte? Ag 4	

Underlined Minerals 20% by volume, minerals in brackets  $\leq$  5%. cc - chalcocite, cp - chalcopyrite, cv - covellite, ga - galena, mc - marcasite, mt - magnetite, pn - pentlandite, po - pyrrhotite, py - pyrite, sp - sphalerite. Sources: References asterisked in Reference List.

The largest and most important locality, the Aberfeldy Deposit, is composed of layers a few centimetres to tens of metres thick of (in decreasing volumetric order):

- (i) Barium-enriched graphitic and mica-carbonate-quartz schist (Ba < 4%).
- (ii) Cherty and schistose quartz-celsian rock ( $5 \leq \text{Ba} \leq 25\%$ ).
- (iii) Pale quartz-barian muscovite schist (Ba  $\leq 4\%$ ).
- (iv) Massive baryte ( $30 \leq \text{Ba} \leq 58\%$ ).
- (v) Calcitic and dolomitic limestones with pyrite, sphalerite and galena developed in thin stratiform layers or as a groundmass in intraformational breccias.
- (vi) Chlorite, biotite and hornblende-rich schists some with barium  $\leq 4\%$ .

Base metal sulphides together with magnetite, rutile, hyalophane and cymrite are minor to trace constituents developed in various lithologies.

The stratiform mineralized assemblage is developed in three sectors near the stratigraphic top of steeply dipping graphitic mica-quartz schists of the Ben Eagach Schist Formation. In the sector where lithology (vi) is developed (basic sills, flows or tuffs?), there are three distinct horizons of barium and base metal enrichment. The geology and geochemistry of the deposit support a synsedimentary origin. Syndepositional faulting resulted in basin subsidence and allowed the pulsatory exhalation of dense metal-bearing brines into the carbonaceous mud environment.

#### Mineralogy and Textures

The Dalradian mineralization is Zn-Pb or Cu dominant, the latter associated with high Ni and occurring in the metabasite-dominated metasediments of the Southwest Highlands. There is no textural evidence of the formation of pyrrhotite by the desulphidation of pyrite during regional metamorphism. Instead stratiform pyrrhotite and pyrite mineralization closely co-exist in low grade rocks and there is no increase in pyrrhotite: pyrite with metamorphic grade. The occurrence of pyrrhotite is probably a sensitive indicator of a low  $f_{S_2}$  during sedimentation and diagenesis.

The sulphides occur as disseminations and thin layers parallel to the bedding and the textures are typical of recrystallization in greenschist to lower amphibolite facies terrains. Pyrite occurs as corroded (?premetamorphic) grains, deformed synmetamorphic and euhedral post-metamorphic porphyroblasts. The base metal sulphides have complex interpenetrating textures and fill in fractures in pyrrhotite and pyrite. In contrast the cross-cutting mineralization at Meall Mor, the only locality in the Dalradian closely associated with metaigneous rocks, and at Clachan Bheag and Kilfinan show underformed postmetamorphic textures.

### Minor and Trace Elements in Sulphides

Levels of Cu, Zn, Pb, As, Se, Co and Ni in pyrites from both base metal-rich and poor localities are low ( $< 500$  ppm, Co  $< 3,000$ , Ni  $< 500$  ppm). The Co:Ni of  $\leq 5:1$  suggests that the pyrite formed in a low temperature sedimentary environment with a volcanic/hydrothermal influence. However, there is no marked distinction between pyrite from mineralized localities and unmineralized metasediment, pyrite in the latter occasionally having Co contents of 1,000 to 3,000 ppm (Co:Ni  $\leq 10$ ) and Ni  $\leq 12,000$  ppm. Also the Co, Ni levels can be very variable on the scale of a polished section indicating varied incorporation of trace elements into growing iron sulphide grains during sedimentation/early diagenesis and a lack of homogenisation during metamorphism.

Sphalerite geobarometry on intergrown sphalerite+pyrite+pyrrhotite at Aberfeldy, McPhun's Cairn and the Auchtertyre Horizon indicate reequilibration of FeS at a pressure of 6.8, 5.6 and 6.8Kb respectively confirming a pre-Grampian Orogeny age for the mineralization.

### Sulphur isotopes

At Aberfeldy the bulk of baryte sulphur, ( $\delta^{34}\text{S} = +27$  to  $+36\%$ ), was derived, during periods of rapid brine/seawater mixing, from Vendian seawater enriched in  $^{34}\text{S}$  as a result of bacterial sulphate reduction within the enclosed Dalradian Basin ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{seawater}} = +35\%$ ). During periods of brine stagnation a relatively greater amount of isotopically light sulphate was derived from the oxidation of exhalative reduced sulphur ( $\delta^{34}\text{S} \leq +28\%$ ). Hence the  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Ba}}$  is bimodal (Fig. 3) and becomes isotopically light upwards. Sulphide within the mineralized assemblage, ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} = +23.6$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Sp}} = +22.2$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Ga}} = +23.1$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  range  $+18$  to  $+28\%$ ), originated from reduced sulphur carried in the brines. The sulphides become isotopically lighter upwards reflecting the change in  $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluid}}$  at the source. In contrast pyrite in the footwall and hangingwall schists at Aberfeldy and in unmineralized schists elsewhere in the Dalradian, ( $+1$  to  $+16$ ,  $\bar{x} = +6.2\%$ ), incorporates sulphur of bacteriogenic origin, the  $\delta^{34}\text{S}_{\text{seawater-sulphide}}$  of 10 to 30‰ being typical of bacterial kinetic fractionation in an enclosed marine basin. The minor localities of massive base metal-rich mineralization around Loch Fyne ( $-4.3$  to  $+0.4\%$ ,  $\bar{x} = -2.1\%$ ) incorporate reduced sulphur, (and Cu, Ni), derived from the leaching of basic rocks at depth in the sedimentary pile.

### Litho geochemistry

At Aberfeldy anomalous Ba with sporadic Zn and Pb occurs in graphitic schist of the Ben Eagach Schist formation up to 1.3km from the 'ore' lithologies and Ba alone is anomalous up to four kilometres distant (Fig. 4). Co and K are also weakly anomalous in the Ba+Zn+Pb-enriched graphitic schist. Although high Mn occurs in base metal-enriched carbo-

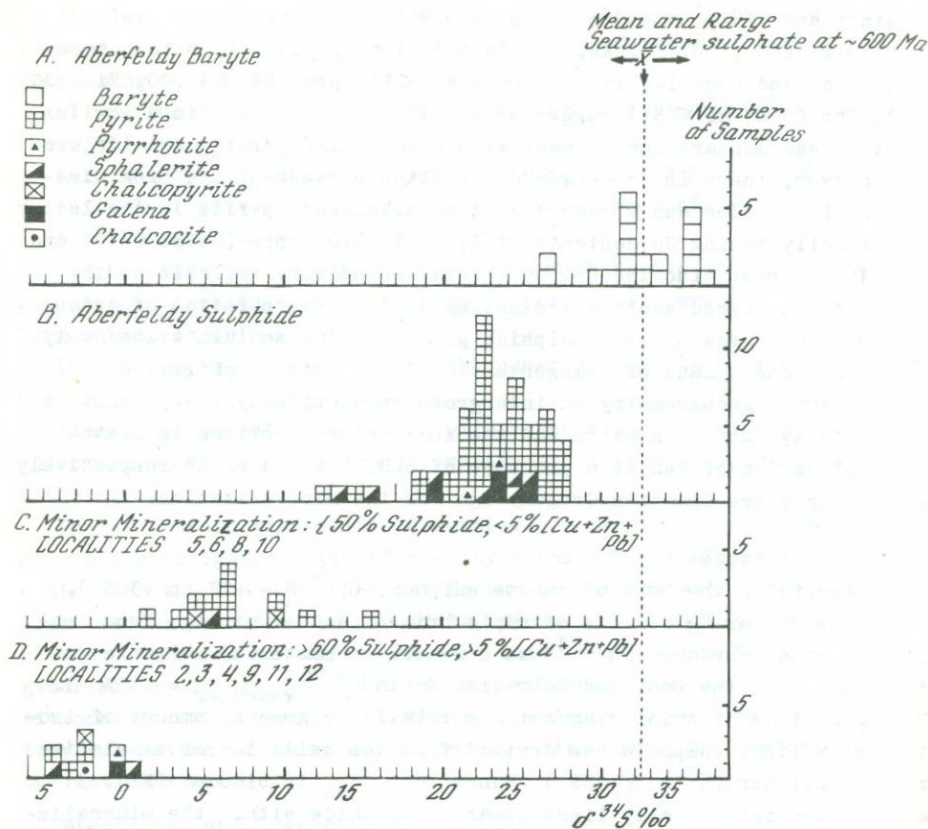


Fig. 3. Distribution of all the sulphur isotope data from the Dalradian stratiform mineralization. See Table 1 for the identity of the minor mineralization in C and D

nate ( $\text{MnO} \leq 9\%$ ) no anomalous Mn was detected in the Ben Eagach Schist ( $\text{MnO} \leq 0.5\%$ ).

Ba is also anomalous 250m below the mineralized assemblage ('Pre ore phase' mineralization) and 50m above ('Post ore phase' mineralization) indicating a lifetime for the hydrothermal system in excess of  $10^6$  My.

#### Conclusions

The geological environment and characteristics of the Dalradian mineralization indicates an affinity with the sediment-hosted stratiform exhalative class of deposit, in particular Aberfeldy has similarities with the Rammelsberg, Meggen and Tom Ba+Zn+Pb deposits. During the Vendian, extensional tectonics resulting in faulting, and basin subsidence and allowed saline seawater to percolate down to depths of 5-10 kilometres in the radiogenically heated sedimentary pile. The

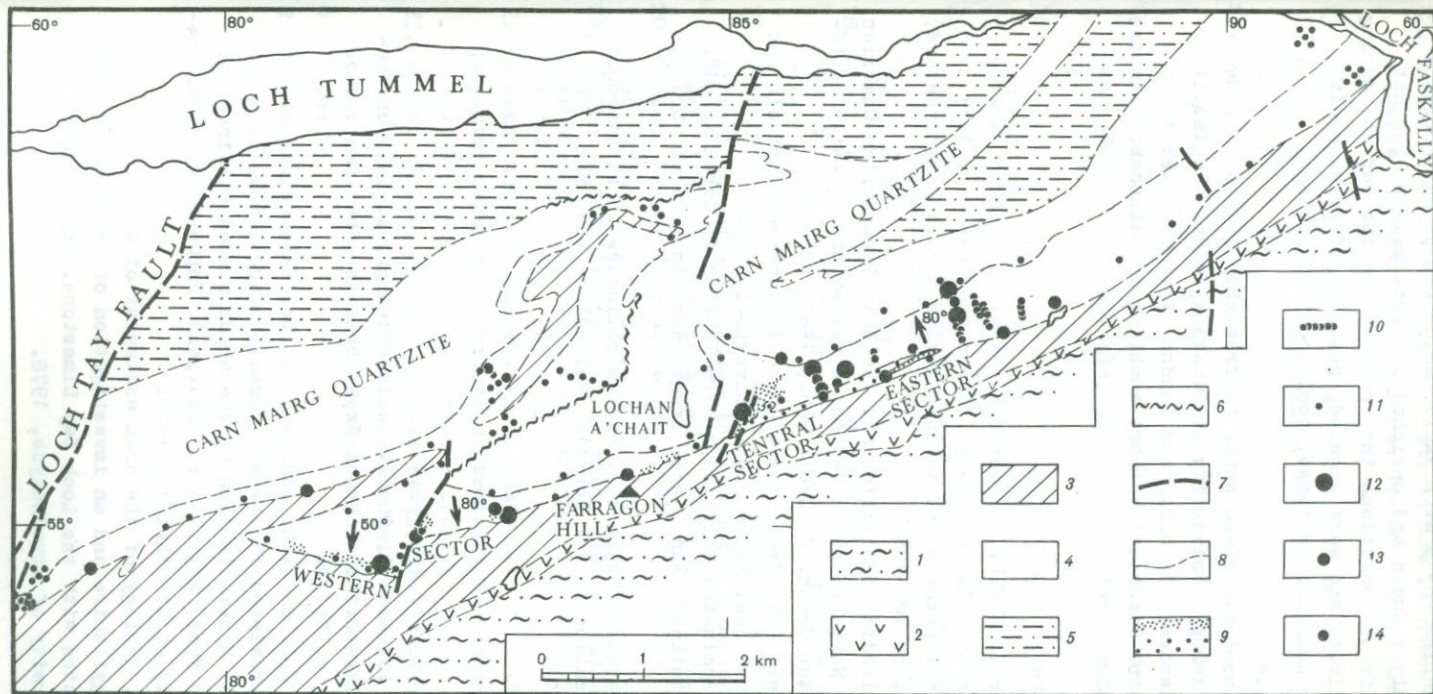


Fig. 4. Location of anomalous barium in graphitic-biotite-chlorite-muscovite-quartz schists of the Ben Eagach schist

1 - Ben Lui Schist; 2 - Farragon Beds; 3 - Ben Lavers Schist; 4 - Ben Eagach Schist Carn Maig Quartzite; 5 - Killiecrankie Schist; 6 - Slide; 7 - Fault; 8 - Lithological Contact; 9 - Ba Mineralisation Calc Schist; 10 - Sample Traverse; 11 - Sample Site; 12 - Ba  $\geq 0,4\%$ ; 13 - Ba  $\geq 0,3\%$ ; 14 - Ba  $\geq 0,2\%$

seawater became saline (8-15 wt.% NaCl), acid (one pH unit below neutral) and highly reduced and enriched in trace metals. The hot ( $\sim 400^{\circ}\text{C}$ ) metalliferous solutions then returned to the surface during renewed fault activity and were exhaled, possibly after extensive boiling, onto the seafloor as dense, cool ( $\leq 150^{\circ}\text{C}$ ) brines.

#### Acknowledgements

I acknowledge assistance and guidance from the staff of the Department of Applied Geology, University of Strathclyde and the Institute of Geological Sciences, Edinburgh and London. I am indebted to RioFinEx Limited for financial support enabling my attendance at the With IAGOD Symposium.

#### References

1. Anderton R., Bridges P.H., Leeder M.R. et al. A dynamic stratigraphy of the British Isles, George, Allen and Unwin L., 1979.
2. Anderton R. Did Iapetus start to open during the Cambrian?--Nature, 1980, vol. 286, p. 706-708.
3. Anderton R. Dalradian deposition and the Late Precambrian-Cambrian history of the North Atlantic region: a review of the early history of the Iapetus Ocean.--J. Geol. Soc., 1982, vol. 139.
4. Bowes D.R., Leake B.E. Crustal evolution in Northwest Britain and adjacent regions. Seel House Press, Liverpool, 1978.
5. Ellis R.A. Disseminated Sulphide mineralization at Garbh Achadh, Argyllshire, Scotland.--Min. Recc. Progr. Rep. Inst. Geol. Sci., 1978, N 23.
6. Fortey N.J., Beddoes-Stephens B. Barium silicates in stratabound Ba-Zn mineralization in the Scottish Dalradian.--Min. Mag., 1982, vol. 46, p. 63-72.
7. Russel M.J., Willan R.C.R., Anderton R. et al. Genetic model and tectonic setting for Dalradian Stratiform Mineral deposits, Grampian Highlands, Scotland. (Abstract). Trans. Inst.-Mining and Metall., 1980, vol. B90, p. 58.
8. Harris A.L., Pitcher W. The Dalradian Supergroup.--In: Correlation of the Precambrian rocks of Great Britain. Spec. Rep. Geol. Soc. L., 1975, p. 55-128.
9. Harris A.L., Holland C.H., Leake B.E. The Caledonides of the British Isles reviewed. Scottish Academic Press, 1979.
10. Hopkinson E.G. Mineralization of the areas around Kilfinan and Inverary, Loch Fyne, Argyllshire, Scotland. Unpublished M.Sc. thesis, University of Strathclyde, 1970.
11. Ringrose C.R. Geology of the area southwest of Newton Hill in Glen Fyne, Argyllshire and an investigation of the minor mineralization associated with the Loch Tay Limestone. Unpublished B.Sc. thesis. University of Strathclyde, 1978.

12. Smith C.G. Investigation of stratiform sulphide mineralization in parts of Central Perthshire. Trans. Inst.-Mining and Metall., 1977, vol.B 86, p. 50-B51.
13. Smith C.G. Investigation of stratiform sulphide mineralization in parts of Central Perthshire.-Min. Recc. Progr. Rep. Inst. Geol. Sci.,1977, N 8.
14. Smith C.G. Investigation of stratiform sulphide mineralization at McPhun's Cairn, Argyllshire.-Min. Recc. Progr. Rep. Inst. Geol. Sci.,1977, N 13.
15. Smith, C.G. Investigation of stratiform sulphide mineralization at Meall Mor, South Knapdale, Argyll.-Min. Recc. Progr.Rep.Inst. Geol. Sci.,1978, N 15.
16. Coats J.S., Smith C.G., Fortey N.J. et al. Stratabound barium-zinc mineralization in Dalradian Schist near Aberfeldy, Scotland Trans. Inst.-Mining and Metall., 1980, vol. B 89, p. 110-129.
17. Coats J.S., Smith C.G. et al.Stratabound barium-zinc mineralization in Dalradian Schist near Aberfeldy, Scotland.-Min. Recc. Progr. Rep Inst. Geol. Sci., 1981, N 40.
18. Smith C.G., Gallagher M.J. et al. Stratabound base metal mineralization in Dalradian rocks near Tyndrum,Scotland.-Min. Recc. Progr.Rep. Inst. Geol. Sci., 1981.
19. Swainbank I.G., Fortey N.J. Lead isotope ratios of galena from stratabound mineralization in the Scottish Dalradian (Abstract). Trans. Inst.-Mining and Metall., 1981, vol. B 90, p. 57.
20. Willan R.C.R. Mineralization in North Britain: Discussion. Trans. Inst.-Mining and Metall., 1979, vol. B 88, p.185-187.
21. Willan R.C.R. Stratabound sulphide mineralization in the Dalradian Super-Group of the Grampian Highlands, Scotland.-Norsk. Geol. Unders., vol.360, p. 241-258.
22. Willan R.C.R. Geochemistry of host rocks to the Aberfeldy baryte deposit, Scotland. (Abstract). Trans. Inst.-Mining and Metall. 1981, vol. B90, p.57.
23. Willan R.C.R. Sulphur isotope study on stratabound baryte and sulphide from the Dalradian metamorphic terrain, Scotland. (Abstract). Trans. Inst.-Mining and Metall., 1980, vol. B 89, p. 31-40.
24. Wilson G.V., Flett J.S. The lead, zinc, copper and nickel ores of Scotland. Memo. Geol. Surv. Spec. Rep. on Min. Res. G.B., 1921, vol.17.

# СОДЕРЖАНИЕ /CONTENTS

## Р а з д е л 1 . ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Овчинников Л.Н. (СССР). Геохимическая модель образования гидротермальных месторождений.....	5
Кормилицин В.С. (СССР). Природные рудообразующие системы с позиции теории полимеров.....	10

## Р а з д е л 2 . ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Баскина В.А., Волчанская И.К., Фаворская М.А. (СССР). Специфика тектоно-магматического строения районов концентрации рудных месторождений.....	21
Noble J.A. (USA). On the Origin and Distribution of the Metals in the Major Ore Deposits of the Globe .....	30
Miyazawa T. (Japan). Regional Horizontal Zoning of the Mesozoic Endogenic Lead-Zinc and Copper Deposits in East Asia and their Geological Background .....	33
Horikoshi Ei. (Japan). Cenozoic Metallogeny along the SW Japan Arc .....	34
Walther H.W. (FRG). Geological Structure and Metallogenesis of Western Central Europe .....	36
Kutina J. (USA). Possible Role of the Upper Mantle Structure upon Distribution of Major Ore Deposits and Ore Clusters.....	54
Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. (СССР). Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности.....	55
Biljon van W.J. (South Africa). The Influence of the Tectonic Framework of South Africa on the Formation of Hydrothermal Ore Deposits .....	59
Göbel V.W. (USA). Metallogenic Analysis of Precambrian Llano Uplift Region, Texas, USA .....	59
Милев В.Р. (НРБ). Металлогения свинца и цинка в Родопском срединном массиве.....	60
Kyle R.J. (USA). Nature and Controls of Sulfide Mineralization, K57 Orebody, Pine Point Pb-Zn District, Canada .....	68
Манев Д., Манева Б. (НРБ). Зона концентрации металлов в рамках Тунисского Атласа.....	78
Гончаров В.И., Котляр И.Н. (СССР). Золотосеребряное оруденение и магматизм.....	87
Сидоров А.А., Новожилов Ю.И. (СССР). Существуют ли "корни" эпitherмальных месторождений?.....	97
Галецкий Л.С., Зарицкий А.И., Черницын В.Б. (СССР). Эволюция рудообразующих систем украинского щита.....	102
Pokorný J. (CSSR). Low Temperature Molybdenum Accumulations in the Bohemian Cretaceous Basin (Czechoslovakia) .....	108

Баймухамедов Х.Н., Закиров Т.З., Терлецкий О.Г. (СССР). Специализация рудообразующих процессов гидротермальных образований Тянь-Шаня.....	I16
Димитров Р., Кольковски Б., Манков С. (НРБ). Рудные формации Родопского срединного массива.....	I21
Baksa Cs., Cseh Németh, Csillag J., Földessy J., Zelenka T. (Hungary). The Relationship of the Structure and Metallogeny of Northern Hungary.....	I31
Гаргелчев В.Н., Кольковски Б., Стойнова М. (НРБ). Характерные черты ортогональных пар дайко- и рудовмещающих нарушений Родоп в свете рифтовой тектоники.....	I37
Guoda Ch. (China). Polygenetic Compound Ore Deposits and their Origin in the Context of Regularities in Crustal Evolution...	I42
<b>Р а з д е л 3 . ТЕКТОНИКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</b>	
Сафонов Ю.Г., Кравченко Г.Г., Лукин Л.И., Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф. (СССР) Методологические основы изучения структур рудных полей и месторождений в СССР.....	I59
Vikre P.G. (USA). Zoned Precious Metal Vein Systems in the National District Humboldt County, Nevada, USA .....	I63
Бреханов В.Н., Коген В.С., Натанов Л.М., Ставцев А.Л., Яблонская Н.А. (СССР). Роль кольцевых структур и линейментов, фиксируемых из космоса, в локализации оруденения в складчатых поясах и областях тектоно-магматической активизации.....	I72
Шур В.И., Биланенко В.А. (СССР). Особенности структур эндогенных рудных полей Якутии в районах развития гранитоидного магматизма .....	I76
Saager R., Meyer M. (FRG). Notes on the Origin of Gold in Early Precambrian Gold Vein Deposits of Southern Africa .....	I79
Хомич В.Г. (СССР). Принципы специализированной типизации рудоносных геологических структур.....	I80
Goodfellow W.D. (Canada). Wall-Rock Alteration Associated with the Brunswick No.12 Tn-Pb-Cu Volcanogenic Massive Sulphide Deposit, New Brunswick, Canada .....	I87
Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. (СССР). Некоторые особенности геологии и генезиса телетермальных свинцово-цинковых месторождений.....	I88
Попов П.Н. (НРБ). Модель жильного гидротермального рудообразования в вулканоплутонических структурах.....	I93
Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. (СССР). Холодинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Восточной Сибири.....	I98
Повилайтис М.М. (СССР). Типы рудных тел и полей месторождений вольфрама и молибдена в различных рудных провинциях.....	203

Р а з д е л 4 . ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

Генкин А.Д., Добровольская М.Г., Коваленкер В.А., Петровская Н.В., Шадлун Т.Н. (СССР). Парагенетические ассоциации минералов гидротермальных рудных месторождений и критерии их выделения.....	208
Мельников И.В. (СССР). О соотношении парагенезисов и стадий минерализации.....	216
Иванов О.П. (СССР). Парагенезисы минералов как надежная фактическая основа для формационного анализа оловорудных месторождений.....	225
Стрельцов В.А. (СССР). Парагенетические ассоциации настурана на месторождении уран-молибденовой формации.....	231
Ihlen P.M. (Norway). A Paragenetic Study of Mo-W-Zn Mineralizations and Associated Hydrothermal Alterations in Lower Paleozoic Metasediments of Mistberget Area, Oslo Region, South Norway.....	240
Ney P.E., Mahan A. (BRD). Utilization of Gahnite-Bearing Rocks as an Ore for Zinc .....	241
Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я., Жданов Ю.Я., Лескова Н.В. (СССР). Реакционные и метастабильные парагенезисы минералов золото-сурьмяных образований.....	241
Scott S.D. (Canada). Coexisting Sulphides as Indicators of Physico-Chemical Conditions of Ore Formation, Based on Experimental and Natural Data .....	247
Флёров Б.Л. (СССР). Парагенезисы как индикаторы физико-химических параметров растворов (на примере оловорудных месторождений Северо-Востока СССР).....	249
Schonwandt H.K. (Denmark). Microstructures from a Cu-Mineralization in South Greenland .....	255
Кренделев Ф.П. (СССР). Медные руды Удоканского хребта и их генезис.....	261
Еремин Н.И., Сергеева Н.Е., Филицина Т.А. (СССР). Термодинамический анализ рудообразования Николаевского месторождения на рудном Алтае в координатах "летучесть серы - температура"...	265
Некрасов И.Я., Бортников Н.С. (СССР). Ассоциации рудных минералов как индикаторы физико-химических условий образования гидротермальных месторождений.....	272
Демин Ю.И., Сергеева Нат.Е. (СССР). Диффузионные зоны в минералах показатели условий формирования рудообразующих парагенезисов..	279
Moore A.C., Hultin I. (Norway). Petrology, Mineralogy, and Origin of the Feragen Ultramafic Body. Sor-Trondelag. Norway	287
Железнякова-Панайотова М., Бородаев Ю.С., Ивчинова Л., Ракчеев А.Д., Лебедева С.И., Стефанов Д., Колесников Л.В., Кудрявцева Г.П. (НРБ, СССР). Типы шпинелидов в ультрабазитах и условия их образования.....	315

Ферштатер Г.В.(СССР). Парагенезисы железосодержащих минералов, режим кислорода и рудная продуктивность гранитоидов.....	323
Онтоев Д.О.(СССР). Парагенезисы минералов и их типоморфные особенности при формировании многостадийных эндогенных месторождений.....	331
<b>Р а з д е л 5 . ФЛЮОРИТ-БАРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b>	
Тодоров Т., Кръстева М.(НРБ). Температурные условия образования флюоритовой минерализации.....	340
Райхмен Ф.(ЧССР). Вертикальная зональность флюоритовых месторождений Чехословакии.....	346
Илиперов Н.Б., Пенчев Н.П., Зидарова Б.П.(НРБ). Данные о химической природе флюоритоносных растворов на основе изучения флюидных включений (Палат, Болгария).....	354
Полыковский В.С.(СССР). Термобарогеохимические особенности образования флюоритового оруденения Тянь-Шаня.....	354
Иванова А.А.(СССР). Генетические индикаторы флюоритового оруденения.....	360
Можкин В.Н., Иванова А.А., Терновой В.В.(СССР). Флюоритовое оруденение и гранитоидный магматизм.....	373
Фрих-Хар Д.И., Волчанская И.К.(СССР). О связи флюоритовой и редкометалльной минерализации Монголии с позднемезозойским магматизмом.....	386
Малинин С.Д., Учамейшвили Н.Б., Куровская Н.А.(СССР). Физико-химические условия формирования месторождений барита и флюорита.....	395
Willan R.C.R. (Great Britain). Stratiform Baryte and Sulphide Mineralization in the Dalradian Supergroup of the Grampian Highlands, Scotland .....	399

Издание осуществлено с оригинала,  
подготовленного к печати  
Дальневосточным геологическим институтом  
ДВНЦ АН СССР  
и Кавказским институтом минерального сырья  
им. А.А. Гвалчрелидзе

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**Труды VI Симпозиума МАГРМ**

**Т о м 1**

*Утверждено к печати  
Дальневосточным геологическим институтом  
ДВНЦ АН СССР*

Редакторы издательства *Г.П. Осадчая, С.М. Марабанец*  
Художник *А.Г. Кобрин*  
Художественный редактор *М.Л. Храмцов*

Подписано к печати 23.05.86 г. Т — 03584  
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 26,0  
Усл. кр.-отт. 26,0. Уч.-изд. л. 29,5 Тираж 800 экз.  
Тип. зак. 490. Цена 2 р. 40 к. Заказное  
Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2p. 40k.

4756