



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

---

**ЭНДОГЕННЫЕ  
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
И ПРОЦЕССЫ  
РУДООБРАЗОВАНИЯ**

НОВОСИБИРСК - 1981

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ**

**ЭНДОГЕННЫЕ  
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
И ПРОЦЕССЫ  
РУДООБРАЗОВАНИЯ**

**СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ**

**НОВОСИБИРСК-1981**

В сборнике кратко излагаются результаты научных исследований, выполнявшихся в Рудном отделе института геологии и геофизики СО АН СССР, в том числе в Тувинской геологической лаборатории, в 1976–1980 гг. Кроме того, в сборник включены некоторые результаты работ Геологического музея института, лаборатории логико-математических методов обработки геологической информации.

В книге рассматриваются вопросы, связанные с проблемами рудообразования, генезисом рудных месторождений различных формационных типов, а также с проблемами металлогении ряда областей и районов Кга Сибири, в том числе зоны БАМа.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов-рудников, интересующихся проблемами рудообразования и металлогении.

Отв. редактор:

акад. В.А.Кузнецов

Редколлегия:

канд.геол.-мин.наук А.А.Тычинский, канд.-геол.мин.наук  
Э.Г.Дистанов, д-р геол.-мин.наук В.И.Синяков, д-р геол.-мин.  
наук В.Н.Шарапов

## ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ СИБИРИ

Значительные достижения практической геологии в выявлении минерально-сырьевых ресурсов Советского Союза, особенно заметные в Сибири и на Дальнем Востоке, в том числе крупные успехи в открытии и переоценке ряда рудных районов и рудных месторождений были бы невозможны без определенных успехов в развитии науки о полезных ископаемых, в частности теории рудообразования. Как известно, существенным вкладом в теорию эндогенного рудообразования явились исследования процессов метасоматизма, выявления особенностей вулканогенно-гидротермального рудообразования, полигенности колчеданных месторождений, процессов метаморфогенного рудообразования и т.д.

В настоящее время перед рудной геологией стоят новые важные задачи, связанные с возрастающей необходимостью разработки научно обоснованных прогнозов на руды, способствующих повышению эффективности геологопоисковых и разведочных работ. Все более необходимыми становятся дальнейшее совершенствование теории эндогенного, в частности гидротермального, рудообразования, разработка проблем источников рудного вещества и рудообразующих растворов, состава и свойств этих растворов, форм переноса и условий отложения рудного вещества. Важной задачей является воссоздание физико-химических условий формирования рудных месторождений на основе изучения основных параметров природных процессов рудообразования (температура, давление, концентрация растворов, кислотность-щелочность, окислительно-восстановительный потенциал и др.) с тем, чтобы моделировать процессы рудообразования.

В Рудном отделе Института геологии и геофизики СО АН СССР в 1976-1980 гг. продолжались ранее начатые исследования по геологии и генезису железорудных, медно-молибденовых, колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых стратиформных, сурьмяно-ртутных и золоторудных месторождений Сибири и Монгольской Народной Республики. В работах были значительно усилены исследования, касающиеся теории рудообразования. Ряд проблемных вопросов обсуждался на специальных совещаниях. В частности, весьма важный для практической геологии воп-

рос о генезисе железорудных месторождений Юга Сибири обсуждался на Межведомственном совещании в г. Новокузнецке. Основные результаты по первому этапу работ освещены в монографиях по геологии и генезису ртутных месторождений Алтае-Саянской области [6], по медно-молибденовой рудной формации [22], колчеданно-полиметаллическим месторождениям Сибири [7] и по генезису железорудных месторождений [24].

В то же время развивались исследования динамики процессов метасоматизма и рудообразования. Изучались современные гидротермальные системы и связанная с ними минерализация. Более широкое развитие получили исследования состава рудообразующих растворов на основе изучения индивидуальных газовой-жидких включений в минералах с помощью новых методов, позволяющих получать достоверную информацию. С помощью термодинамического анализа изучались возможные химические формы переноса металлов, в частности ртути в природных гидротермальных растворах.

Из наиболее значительных достижений работ этого направления необходимо отметить следующие.

В результате исследований, проведенных лабораторией динамики рудообразующих процессов совместно с сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР (В.Н. Шарпов, Ф.Ш. Кутнев), показано, что магматические очаги под вулканами на глубинах порядка 20 км могут возникать за счет локального плавления пород земной коры и верхней мантии под воздействием горячих флюидов мантийного происхождения [18]. Весьма значительны выполненные в той же лаборатории исследования динамики тепло- и массообмена при формировании приповерхностных гидротермальных месторождений [21, 34].

Изучение современного рудообразования в гидротермальной Узон-Гейзерной системе Камчатки, выполненное А.Л. Павловым также совместно с сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ, показало, что современное эпitherмальное существенно мышьяково-сурьмяное оруденение в этой системе связано с разбавлением атмосферными водами и нейтрализацией рудоносных глубинных хлоридно-натровых слабо щелочных растворов, обогащенных сульфидной серой, аммиаком и рядом рудных элементов. Узон-Гейзерная гидротермальная система Камчатки по своим физико-химическим особенностям и составу газов относится к специфическим водородным и

водородно-метановым термам, имеющим, по-видимому, мантийный источник питания [11].

Исследования состава минералообразующих сред по газово-жидким включениям в минералах ртутных руд (А.С.Борисенко, А.А.Оболенский, лаборатория рудных формаций) установили, что в формировании ртутных месторождений участвовали три типа растворов: сульфидно-хлоридные, сульфидно-хлоридно-карбонатные и сульфидно-карбонатные. Ведущими химическими формами переноса металлов в растворах были комплексные соединения. С помощью специальных термодинамических расчетов, выполненных при участии специалистов Института неорганической химии СО АН, с привлечением ЭВМ, уточнено представление о химических формах переноса ртути в гидротермальных растворах [1].

Изучение околорудных метасоматитов (А.С.Борисенко, И.Н.Широких, А.П.Берзина, лаборатория рудных формаций) дало возможность обосновать выделение ряда метасоматических формаций, установить зональность и наметить закономерные связи оруденения с определенными метасоматическими фациями [2,35 и др.].

Весьма обширные материалы исследований в тех же направлениях, выполненных в различных организациях Сибири и других научных центрах СССР, были сведены в докладах на проведенном в сентябре 1977 г. в Новосибирске Всесоюзном совещании по проблеме "Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования", в том числе в 12 докладах сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР [23].

По зональности оруденения необходимо отметить исследования А.С.Ляпухова на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и Салаира и железорудных месторождениях Алдана в зоне БАМа, имеющие большое научное и практическое прогностическое значение [10,19,20].

Определенным вкладом в решение одного из наиболее трудных вопросов теории эндогенного рудообразования - проблемы источников рудного вещества были исследования, проведенные В.И.Сотниковым и А.П.Берзиной на медно-молибденовых месторождениях [22,31,32], работы А.А.Тычинского и В.Г.Пономарева с участием Л.Н.Гриненко по генезису свинцово-цинковых стратиформных месторождений [33], исследования В.А.Кузнецова, А.А.Оболенского и др. по генезису ртутных месторождений [16,17]. В исследованиях

использован изотопный анализ серы и свинцов. Кроме того, сделана первая попытка использовать для решения этой проблемы вариации отношений стабильных изотопов ртути в рудах, затронув при этом практически неизученный механизм изотопного фракционирования ртути в гидротермальном процессе [9].

Продолжались исследования генезиса железорудных, медно-молибденовых, колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых стратиформных некоторых золоторудных и сурьмяно-ртутных месторождений Сибири и смежных территорий Союза, а также Монгольской Народной Республики.

Среди результатов этих работ особо выделяются исследования геологии и генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири (Э.Г.Дистанов, К.Р.Ковалев и др. при участии геологов ШГО Бурятгеология Р.С.Тарасовой, П.Ч.Шобогорова и др.), а также изучение свинцово-цинковых стратиформных месторождений в карбонатных толщах (А.А.Тычинский, В.Г.Пономарев и др.). Существенно важно при этом установление связи колчеданно-полиметаллического оруденения с деятельностью поствулканических подводных гидротермальных систем, принадлежность этого оруденения к типу гидротермально-осадочных месторождений, эндогенных по источникам рудообразующих растворов и рудного вещества и экзогенных по способу отложения [7,8,12,33 и др.] .

При этом изучение Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения, залегающего в докембрийской метаморфической толще, показало значительную роль метаморфизма в формировании этого месторождения, которое приобрело некоторые черты, свойственные особому формационному типу - метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений [7,8].

Явления метаморфогенного преобразования руд и регенерации рудного вещества изучались также на железорудных месторождениях Сибири, главным образом - Горного Алтая и Якутской АССР (И.А.Калутин, А.С.Лапухов и др.).

Крупным успехом работ, выполненных в Рудном отделе, следует считать детальные минералогические исследования ртутных руд (В.И.Васильев), в результате которых был открыт ряд новых гипогенных и гипергенных ртутных и ртутьсодержащих минералов (см. статью в данном сборнике).

В списке литературы к данной статье приведены лишь неко-

торные работы. Кроме многочисленных статей и отмеченных в списке монографий, в течение 1976-1980 гг. по результатам работ, выполненных главным образом в Рудном отделе, опубликован ряд тематических сборников [3-5, 24-29].

Наряду с исследованиями, направленными на изучение геологии и генезиса рудных месторождений различных формационных типов, продолжались начатые ранее исследования по региональной металлогении Юга Сибири и Монгольской Народной Республики.

Методической основой исследований был формационный анализ, выделение и изучение рудных формаций, с последующим выделением генетических рядов рудных формаций, т.е. рудных комплексов, наборы которых определяют металлогенический тип той или иной рудной провинции или рудного района. Задачей исследований было металлогеническое районирование, выделение рудоконтролирующих структур, рудных зон, рудных районов, определение главных направлений поисков и разработки научных прогнозов с целью повышения эффективности геологопоисковых и разведочных работ.

В плане региональных металлогенических исследований выполнены обобщения по металлогении Тувинской АССР, по некоторым вопросам металлогении Монгольской Народной Республики и по металлогении зоны Байкало-Амурской магистрали.

В работе В.А.Кузнецова по металлогении Тувы приведена характеристика главных металлогенических эпох, показано важное значение этапов позднепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации, с которыми связаны месторождения ряда цветных и редких металлов, определяющие металлогенический профиль этой области. Показано в частности, что арсенидо-кобальтовое, флюорит-барит-сидеритовое и ртутное оруденения имеют не девонский возраст, как полагали некоторые исследователи, а связаны с мезозойской активизацией каледонских структур. Намечена схема металлогенической зональности и районирования, выделен ряд рудоконтролирующих структур в виде рудных поясов и зон [15].

Группой сотрудников Тувинской геологической лаборатории Института геологии и геофизики (В.В.Зайков, В.И.Лебедев, В.Г.Толькин, В.Н.Гречищева, К.С.Кужугет) выполнено крупное обобщение - "Рудные формации Тувы" [30], в котором детально разработаны вопросы выделения важнейших рудных формаций, приведены характеристики типовых рудных месторождений и намечены закономерности их размещения.



Этот же коллектив, совместно с геологами Тувинской геологоразведочной экспедиции ПГО Красноярскгеология (П.А.Никитчин и др.) и сотрудниками ВСЕГЕИ (Г.Н.Шапошников, Ю.В.Ильинский и др.) выполнили основную работу по составлению металлогенической карты Тувинской АССР в м-бе 1:500 000 (одобрена редсоветом и находится в печати).

Группа сотрудников лаборатории рудных формаций, участвуя в работе Советско-Монгольской совместной геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, выполнила значительный объем исследований в плане подготовки к составлению Атласа пометалльных металлогенических карт и комплексной металлогенической карты Монгольской Народной Республики м-ба 1:1 500 000. Составлена и передана для использования металлогеническая карта по ртути и объяснительная записка к ней (В.А.Кузнецов, А.А.Оболенский, В.И.Васильев, А.С.Борисенко). Опубликовано первое обобщение по ртутному оруденению Монголии [17].

Составлен рабочий макет металлогенической карты МНР по медно-молибденовым рудам (В.И.Сотников, А.П.Берзина).

В работе В.А.Кузнецова рассмотрены некоторые вопросы металлогении Монголии и закономерности размещения эпitherмального оруденения, связанного с мезозойской активизацией [13].

Наконец, в работе В.А.Кузнецова по металлогении Восточной Сибири и Дальнего Востока в зоне БАМа показана важнейшая роль металлогении докембрия, большое прикладное значение метаморфогенных месторождений, связанных с архейскими и протерозойскими метаморфическими толщами древнего Алданского щита и обрамляющих его складчато-глыбовых структур. Приведена характеристика важнейших рудных формаций, в том числе скарново-флогспит-магнетитовой (Южно-Алданский район), железистых, магнетитовых кварцитов (Чаро-Токкинский рудный район), медистых песчаников (Удоканский район), метаморфизованных колчеданно-полиметаллических руд (Северно-Прибайкальский район) и ряд других. Намечены важнейшие рудные районы: Южно-Якутский, Кодаро-Удоканский и Прибайкальский, заслуживающие дальнейших детальных металлогенических исследований, усиления геологопоисковых и разведочных работ и первоочередного комплексного освоения всех минерально-сырьевых ресурсов, баз, создаваемых в этих районах, и проектируемых Территориально-производственных комплексов [14].

## Литература

1. Белеванцев В.И., Гушина Л.В., Оболенский А.А. Гидротермальные растворы и миграция ртути. Новосибирск, 1980, 32с. (Препринт ИГиГ СО АН СССР, № 4).
2. Борисенко А.С., Оболенский А.А. Метасоматиты и условия локализации в них ртутного оруденения. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с.168-176.
3. Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. - Новосибирск: Наука, 1977. - 264 с.
4. Геология и генезис рудных месторождений Юга Сибири. - Новосибирск: Наука, 1977. - 208 с.
5. Геология и генезис редкометальных и полиметаллических месторождений Сибири. - Новосибирск: Наука, 1978. - 155 с.
6. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области / Кузнецов В.А., Васильев В.И., Оболенский А.А., Щербань И.Н. - Новосибирск: Наука, 1978. - 295 с.
7. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. - Новосибирск: Наука, 1977. - 350 с.
8. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Пономарев В.Г. Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. XII, с. 162-168.
9. Доильницын Е.Ф., Зюзин В.И., Оболенский А.А. и др. Фракционирование изотопов ртути в природе. - В кн.: 2. Arbeitstagung "Isotope in der Natur". Zfi-Mitteilungen, Nr. 30, Leipzig, 1980, 233-238
10. Калугин И.А., Лапухов А.С. Распределение рудных масс в пликативных структурах Тарыхского м-ния железистых кварцитов. - В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с. 62-67.
11. Карпов Г.А., Павлов А.Л. Узон-гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки (физико-химический очерк). - Новосибирск: Наука, 1976. - 88 с.
12. Кочеткова К.В., Ковалев К.Р., Ковалева Л.Т. О цинко-содержащем ставролите Холодинского м-ния (Сев. Прибайкалье). - ДАН СССР, 1979, т. 246, № 2, с. 452-456.
13. Кузнецов В.А. Некоторые вопросы металлогении Монголии и закономерности размещения эпitherмального оруденения, связанного с мезозойской активизацией. - В кн.: Геология и магматизм

Монголии.-М.: Наука, 1979, с.68-77.

14. Кузнецов В.А. Проблемы металлогении зоны БАМ.- Геол. и геофизика, 1980, № 6, с.3-13.

15. Кузнецов В.А. Проблемы металлогении Тувы.-Геол. и геофиз., 1981, № 2.

16. Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества. - Геол. и геофиз., 1970, № 4, с.44-56.

17. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С., Ртутное оруденение Монголии.-В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири.-Новосибирск:Наука, 1978, с.5-26.

18. Кутнев Ф.Ш., Шаратов В.Н. Петрогенезис под вулканами.-М.:Недра, 1979.-186 с.

19. Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений.-Новосибирск:Наука, 1975.-264 с.

20. Лапухов А.С. Рудная зональность колчеданно-полиметаллических м-ий и локальный прогноз скрытого оруденения (на примере рудных полей юга Западной Сибири и Урала).-Автореф. доктор.дисс. Новосибирск, 1980.-42 с.

21. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки/Шаратов В.Н., Симбирев И.Б., Третьяков Г.А. и др.-Новосибирск:Наука, 1979.-139 с.

22. Медно-молибденовая рудная формация/В.И.Сотников, А.А. Проскуряков, А.П.Берзина, Е.И.Никитина, В.А.Скуридин.-Новосибирск:Наука, 1977.-424 с.

23. Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.-Новосибирск:Наука, 1979, т.1,-271 с.; т.2,-255 с.

24. Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири.-Новосибирск:Наука, 1979,-101 с.

25. Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих системах.-Новосибирск:Наука, 1977.-183 с.

26. Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.-Новосибирск:Наука, 1979.-191 с.

27. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.-Новосибирск:Наука, 1976.-268 с.

28. Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем.-Новосибирск:Наука, 1980.-126 с.

29. Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов.— Новосибирск:Наука, 1976.—228 с.

30. Рудные формации Тувы/Зайков В.В., Лебедев В.И., Толькин В.Г., Гречищева В.Н., Кужугет К.С.—Новосибирск:Наука, 1981.—

31. Сотников В.И., Берзина А.П. Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений (по изотопным данным).—В кн.: Природа растворов и рудообразующих веществ эндогенных м-ний.—Новосибирск:Наука, 1979, с.15—32.

32. Сотников В.И., Берзина А.П., Халилов В.А. и др. Особенности изотопного состава свинца сульфидов молибденово-медных месторождений Монголии.—В кн.: 2.Arbeitstagung "Isotope in der Natur", ZfI-Mitteilung, Nr.29, Leipzig, 1980, s.209—216.

33. Тychинский А.А., Пономарев В.Г., Гриненко Л.Н. и др. Некоторые особенности процесса рудообразования стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири в свете изотопных исследований.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск:Наука, 1979, т.П, с.81—89.

34. Шарпов В.Н., Милова Л.В. Температурная эволюция приповерхностных гидротермальных систем и некоторые вопросы динамики рудоотложения на геохимических барьерах.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск:Наука, 1979, т.І, с.29—51.

35. Широких И.Н., Борисенко А.С., Скороходов В.Н. Стадийность и физико-химические образования метасоматитов Алханайского золоторудного узла.—В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1979, с.139—147.

В.Н.Шарпов, Л.В.Милова

#### ПРОБЛЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА, РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАСОМАТОЗА

Исследование генезиса эндогенных рудных месторождений требует выявления роли большого количества термодинамических и иных факторов состояния магматогенных систем. Решение этого вопроса связано с математическим моделированием, поскольку ка-

ественные геологические исследования позволяют изучить главным образом лишь суммарные или конечные результаты протекания длительных геологических процессов. Сам же процесс, т.е. характер его развития в пространстве и времени, можно описать только на основе количественных математических моделей. Поэтому в лаборатории динамики рудообразующих процессов Рудного отдела ИГиГ СО АН СССР продолжается исследование эндогенных явлений, которые были начаты по инициативе проф. Г.Л.Поспелова более пятнадцати лет назад. В период 1976-1980 гг. основное внимание было уделено следующим наиболее актуальным проблемам эндогенной геологии и ее разделам, освещающим формирование магматогенных рудных месторождений.

### I. Конвективное и кондуктивное плавление пород земной коры в термодинамических условиях различных магматических фаций глубинности

В петрологической литературе неоднократно имелись высказывания о том, что появление гранитных магм в земной коре может быть связано с внедрением больших масс базитовых расплавов. Примерно таким же образом некоторые исследователи пытаются объяснить появление зональных метаморфических комплексов умеренных глубин и давлений. Указанная ситуация моделировалась при помощи решения задачи динамики контактового разогрева пород коры при охлаждении пластиноидных интрузивов базитового состава, (поперечный разрез которых был 3-5 км) остывающих на глубине от 5 до 20 км от поверхности земли [5]. Обнаружено, что возможные масштабы плавления пород земной коры на глубинах меньших 15 км, т.е. в пределах "гранитовой коры" весьма незначительны (первые сотни метров). На больших глубинах (15-20 км) возможные масштабы контактового плавления более существенны (1-3 км). Поэтому можно думать, что некоторые габбро-гранитовые серии магматических формаций, могут быть связаны с подобными палингенными очагами магм, возникающими в коре континентального типа.

Связь зональных метаморфических комплексов с подобными интрузиями, как показывают расчеты, сомнительна. Впервые были численно исследованы модели динамики конвективного плавления пород земной коры в зонах глубинных разломов [1,4,6], на осно-

ве ранее сформулированной модели динамики магматического замещения [1]. Рассмотрена зависимость масштабов плавления от геометрии проницаемой зоны, теплофизических характеристик флюидов, начальных температур пород земной коры и их состава.

Установлено, что масштабы плавления в первую очередь зависят от плотности, теплоемкости и скорости фильтрации флюидов. Конвективное плавление пород возможно в "геологически обозримое" время, если скорость фильтрации флюида больше  $10^{-10}$  м/с. В случае наличия линейной проницаемой зоны конвективное плавление пород земной коры возможно на глубинах свыше 10 км от поверхности. Если проницаемая зона имеет форму сужающегося к поверхности земли конуса (что характерно для вулканических активных зон окраин Тихого океана), то плавление пород может протекать даже на глубинах несколько км от поверхности земли. При этом вероятно появление изолированных участков плавления главным образом на границе "горизонтов" с различными термодинамическими свойствами. Особенно значительными могут быть масштабы плавления пород, если во флюиде велика парциальная доля водорода. В мантии на глубинах 30-40 км при плавлении эколгитоподобных пород очаги расплавления могут достигать по вертикали 10 км, в земной коре и того более - 12-15 км. Времена развития таких локальных зон плавления в пределах глубинных разломов относительно непродолжительны при наличии квазистационарных потоков летучих (2-5 млн. лет).

Исследование изменения состава и структурно-текстурных особенностей базитовых и гипербазитовых пород под базальтоидными вулканами Камчатки и Курильских островов в ксенолитах четвертичных лав позволили показать [4], что в интервале глубин от 20 и более километров до 2-3 км от поверхности земли, в участках глубинных разломов, породы верхней мантии и земной коры подвергаются растворению, перекристаллизации и локальному плавлению под воздействием горячих флюидов. Парциальное давление кислорода во флюиде оценено в  $> 10^{-15}$  атм, температура в нем могла варьировать в интервале 1000-1500°C. Состав газов в породах оценивался хроматографически в см<sup>3</sup>/г породы: CO<sub>2</sub> = 0,028-0,146; CO = 0,061-0,258; H<sub>2</sub> = 0,06-0,42;  $\chi_2$  = 0,003-0,02; с указанным явлением связана "базификация" базитовых пород при уменьшении их плотности (формирование макропор), резкое изменение текстур пород.

Локальное подплавление такого рода образований приводит к появлению так называемых высокоглиноземистых базальтовых лав, занимающих в ряде вулканических построек достаточно большой объем (до 30-40%). На основе петрологических и геофизических наблюдений сформулирована гипотеза о том, что над очагами мантийных базальтовых магм в верхней мантии и земной коре в зонах глубинных разломов под воздействием горячих флюидов могут возникать псевдоожженные объемы среды, являющейся источником своеобразных и довольно широко распространенных базальтоидных магм.

## 2. Динамика кристаллизационной дифференциации магм без сегрегации фаз

Хотя задача динамики кристаллизационной дифференциации магм была поставлена Ю.Шимазу еще в 1959 г., до сих пор количественно этот процесс изучен слабо. Поэтому нами внимание было сосредоточено на следующих аспектах этого сложного и недостаточно еще даже качественно исследованного петрогенетического явления: 1) каковы главные особенности перераспределения компонентов в расплаве в магматической камере в условиях меняющейся скорости охлаждения интрузивов; 2) каковы возможные масштабы перераспределений летучих и микрокомпонентов при кристаллизации квазиэвтектических магм.

Для решения первой проблемы были использованы идеи и физико-химические подходы теории направленной кристаллизации неорганических солей, разработанных А.Н.Киргинцевым [3]. Кроме общей характеристики возможных областей протекания направленной кристаллизации магм, удалось обосновать принцип ее последовательности и сопряженности во времени и в пространстве: от бездиффузионной - к различным подобластям диффузионной, а последней, возможно, - к равновесной.

Обосновать этот новый для петрологии принцип стало возможным при использовании диаграммы  $V-\bar{C}_L$  и данных по динамике охлаждения эвтектоидных и котектических магм. Расчеты эффективных коэффициентов распределения компонентов в расчлененных базитовых плутонах и анализ кривых распределения по-

казали, что можно установить три предельных типа дифференциации магм: 1) ритмическая кристаллизация; 2) накопление компонентов в центральной части интрузии; 3) накопление компонентов в краевой части интрузива.

Кроме того, удалось показать, что в пределах земной коры и верхней мантии можно выделить 4 термодинамических зоны направленной кристаллизации магм, характеризующиеся определенными типами кристаллизационной дифференциации в отношении "глубины" разделения компонентов в охлаждающейся жидкости. Предложен простой метод вычисления обобщенных эффективных коэффициентов распределения [7].

Проведенный физико-химический анализ кристаллизационной дифференциации магм позволил перейти к описанию динамики процесса для основных типов (в смысле характера диаграмм состояния) магм. Совместно с сотрудниками ВЦ СО АН СССР удалось исследовать динамику кристаллизационной дифференциации квазиэвтектоидных магм [8,9].

Предварительный анализ показал, что в некотором спектре скоростей кристаллизации расплавам присуще концентрационное переохлаждение, с чем связано появление ритмических текстур и изменения состава изверженных пород. При этом, исследование эффективных коэффициентов позволяет указать случаи проявления локальной ликвации при затвердевании жидкости. Показаны также типы кривых распределения компонентов в плутонах в зависимости от условий охлаждения и начального состава расплава на диаграмме состояний, описывающей равновесия в рассматриваемой системе.

Количественно исследована зависимость эффективных коэффициентов распределения от скорости кристаллизации магм [8]. Показано, что диффузионная кристаллизационная дифференциация в магмах возможна при скоростях их кристаллизации ниже  $10^{-6}$  см/с. Сформулирована и численно исследована модель диффузионной кристаллизационной дифференциации эвтектоидных магм [9]. Выявлено, что в базитовых интрузивах размеры зон бездиффузионной направленной кристаллизации могут варьировать от нескольких десятков до нескольких сот метров, тогда как в гранитоидных они на порядок больше. Возможные масштабы накопления микрокомпонентов в остаточных расплавах коровых плутонов су-



щественно ниже величин, которые оцениваются по уравнению Релея-Макфи.

Накопление летучих в гранитоидных интрузивах характеризуется "захоронением" флюида в порах и минералах пород контактовой зоны и резким изменением температуры кристаллизации за пределами бездиффузионной зоны направленной кристаллизации.

Средние концентрации флюидов в остаточных расплавах мезоабиссальных плутонов незначительно увеличиваются в сравнении с их начальным содержанием в расплаве. Существенное накопление летучих в остаточных расплавах возможно при охлаждении крупных абиссальных плутонов или коровых очагов магм. Нами в настоящее время исследуется модель динамики кристаллизационной дифференциации котектических магм.

### 3. Динамика тепло- и массообмена при формировании приповерхностных гидротермальных месторождений

Ранее нами (1966-1974 гг.) исследовалась динамика тепло- и массообмена формирования плутоногенных гидротермальных месторождений, когда совместно с В.С.Голубевым были решены основные задачи динамики массообмена при фильтрации флюидов в массиве пород и течении их по открытым трещинам. Кроме того, нам удалось осветить основные черты динамики взаимодействия магмы с вмещающими породами. Естественным дальнейшим этапом подобных исследований был анализ динамики рудообразования в приповерхностных гидротермальных месторождениях на основе количественной теории рудоотложения на геохимических барьерах, разработанной В.С.Голубевым. Совместно с ним [2,10] и самостоятельно [11,12] мы осветили основные черты динамики эволюции приповерхностных гидротермальных систем. Весьма кратко результаты нашего анализа сводятся к следующему.

Исследование динамики рудоотложения на геохимических барьерах в приповерхностных гидротермальных системах выполнялось в два последовательных этапа. Вначале была выяснена динамика теплообмена в зонах восходящей фильтрации флюидов. Описание динамики теплообмена выполнено в одномерном приближении для двух случаев развития гидротермальных систем, - при наличии или отсутствии зоны парообразования.

Случай с наличием первого барьера интересен потому, что

в последнее время модель Уайта получила широкое хождение среди специалистов, изучающих гидротермальные месторождения. Численное моделирование показало следующее:

1. Зона парообразования в недрах гидротермальных магматогенных систем вблизи поверхности земли при наличии соответствующего расхода флюида в "источнике" гидротерм должна быть обычным явлением. Присутствие флюидоупора, как это полагается в модели Уайта, не обязательно.

2. Гидротермальные системы весьма "чувствительно" реагируют на изменение температуры или расхода в "источнике" гидротерм. Изменение этих параметров "немедленно" должно приводить к проявлению другой "стадии" рудообразования. При этом период нестационарности должен быть очень непродолжительным. Основное рудоотложение в гидротермальных системах происходит в квазистационарных условиях. Интенсивность рудоотложения определяется числом близко расположенных геохимических барьеров.

3. Наиболее эффективными, в смысле развития процессов рудообразования, должны быть следующие барьеры (в порядке эффективности): а) литологический; б) паровый; в) окислительно-восстановительный; г) температурный.

4. Определяющим фактором рудоотложения является величина концентрации насыщения раствора на барьере.

5. Наиболее благоприятны условия формирования гидротермальных месторождений из перегретых растворов, которые в гидротермальной системе могут иметь зоны вскипания.

6. Благоприятный диапазон гидротермальных условий формирования "вулканогенных" месторождений для различных структурно-термодинамических типов термальных систем различен. Для горячеводных систем наиболее вероятно формирование руд в случае относительно высоких скоростей фильтрации растворов в трещинах ( $u \geq 10^{-4}$  см/с). Для пародоминирующих систем (имеется паровый барьер) благоприятны скорости фильтрации в интервале  $10^{-6} - 10^{-4}$  см/с.

7. Оценка величин констант скоростей кристаллизации минералов в рудных телах дает величины порядка  $10^{-7} - 10^{-9}$  с<sup>-1</sup>.

8. Рудообразование возможно, если во флюиде концентрации полиметаллов выше  $10^{-6}$  г/см<sup>3</sup>, золота -  $10^{-8}$  г/см<sup>3</sup>.

1. Голубев В.С., Шарапов В.Н., Милова Л.В. Динамика развития магматического очага в нижней коре Земли при фильтрации летучих из мантии.-В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977, с.4-14.

2. Голубев В.С., Милова Л.В., Шарапов В.Н. Динамика перемещения геохимического барьера в гидротермальной системе, связанного с границей пар-жидкость.-Геол. и геофиз., 1978, № 5, с.41-49.

3. Исаенко Л.И., Киргинцев А.Н., Шарапов В.Н. Механизм направленной кристаллизации магмы в камере.-Геол. и геофиз., 1976, № 8, с.120-128.

4. Кутнев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами.-М.: Недра, 1979.-186 с.

5. Шарапов В.Н., Меламед В.Г. Вероятные масштабы контактового плавления и метаморфизма пород при внедрении базитовых магм.- ДАН СССР, 1977, т.232, № 4, с.898-901.

6. Шарапов В.Н., Калинин А.С., Васильева Э.Н. Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока.-Геол. и геофиз., 1977, № 2, с.3-9.

7. Шарапов В.Н., Исаенко Л.И. Динамика дифференциации базитовой магмы в камере.-В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих системах.-Новосибирск: Наука, 1977, с.34-54.

8. Шарапов В.Н., Ильин В.П., Яшуева Л.В. Динамика диффузионной фракционной кристаллизации "эвтектоидных" магм. - В кн.: Математическое и физическое моделирование рудообразующих процессов. М.; 1978, с.83-106.

9. Шарапов В.Н., Ильин В.П., Яшуева Л.В. Влияние скорости кристаллизации магмы на накопление микрокомпонентов в остаточных расплавах.-Геол. и геофиз., 1978, № 1, с.54-61.

10. Шарапов В.Н., Милова Л.В., Голубева В.С. Динамика рудоотложения на геохимическом барьере пар-жидкость.- Геол. и геофиз., 1978, № 9, с.78-86.

11. Шарапов В.Н., Симбирев И.Б., Третьяков Г.А., Милова Л.В., Васильева А.И. Магматизм и гидротермальные системы

Мутновского блока Южной Камчатки. — Новосибирск: Наука, 1979, — 139 с.

12. Шарпов В.Н., Милова Л.В. Температурная эволюция приповерхностных гидротермальных систем и некоторые вопросы динамики рудоотложения на геохимических барьерах. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. т. I, Новосибирск: Наука, 1979, с. 29–51.

А. Л. Павлов

## СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Вопросы происхождения гидротермальных месторождений всегда вызвали у геологов большой интерес, ибо природа гидротермальных растворов, их эволюция во времени и пространстве, приводящая к образованию подавляющей массы промышленных месторождений тяжелых металлов, имеет не только важное теоретическое, но и большое практическое значение. Один из путей решения этих вопросов — исследование современных проявлений гидротермальной деятельности в областях новейшего вулканизма, где возможно непосредственное изучение физико-химических параметров процесса.

Действительно, в отличие от месторождений древних геологических эпох, для которых мы можем реконструировать процессы рудоотложения преимущественно путем термодинамического анализа вероятных генетических схем, привлекая для доказательства данные по газовой-жидким включениям и данные по минералогическому составу минеральных зон, в областях разгрузки современных гидротермальных систем представляется возможность для непосредственного изучения физико-химических условий рудообразования путем прямого измерения физико-химических параметров растворов в конкретных участках минерало-рудотложения.

В Советском Союзе из известных и изученных нами проявлений гидротермальной деятельности на Камчатке и Курильских островах наибольшего внимания заслуживает Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки и прежде всего по-

тому, что именно эта гидротермальная система, в первом приближении, отвечает нашим представлениям о физических параметрах, химическом составе и направлении эволюции низкотемпературных гидротермальных рудообразующих систем.

Именно поэтому, изучение современной гидротермальной рудообразующей системы кальдеры вулкана Узон и Долины Гейзеров приобретает первостепенное значение.

Как показывают последние исследования, гидротермы вулкана Узон по геологическим условиям их выхода действительно отвечают представлению о типичных магматогенных рудообразующих флюидах, которые по аналогии могут быть сопоставимы с гидротермальными системами более древних геологических эпох.

Именно с этой целью для изучения физико-химических условий современного сульфидного рудообразования и формирования зон измененных пород совместно с сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР в кальдере вулкана Узон, в Долине Гейзеров и на вулкане Малый Семичик были поставлены комплексные физико-химические исследования. Для решения поставленных задач проводились многократные аналитические измерения концентраций отдельных ионов и соединений в растворах различных источников и в поровых растворах, находящихся в равновесии с минеральными осадками. Наличие селективных электродов позволяло проводить многократные прямые потенциметрические измерения таких параметров растворов, как  $E_h$ , pH,  $pS^{2-}$ ,  $pNa^+$ ,  $pCl^-$ ,  $pBr^-$  и  $pCN^-$ , что наряду с измерением температуры явилось основной информацией об исследуемых растворах рудообразующей системы кальдеры Узон и Долины Гейзеров. Серия экспериментов по синтезу сульфидов, проведенная непосредственно на термальных площадках Узона, позволила качественно уточнить физико-химические параметры среды, обуславливающие зональное отложение сульфидов.

Как следует из данных предыдущих исследователей, особенностью химизма гидротермальных растворов Узона является их обогащение хлоридами натрия, аммонием, сульфидной серой, углеводородами, водородом, бором, мышьяком, сурьмой, ртутью и рядом других рудных компонентов. Именно наличие в растворах аммиака, сульфидной серы, углеводородов, окиси углерода и водорода служит указанием на то, что гидротермальные растворы при

подходе к зоне минералообразования характеризуются заметной восстановительностью.

Наши исследования показали, что хотя в пределах термальных площадок Узона и наблюдается резкая гетерогенность вмещающих оруденение аллювиально-делювиальных отложений (рыхлых гравелистов), тем не менее, в характере отложения рудных и нерудных минералов наблюдается четкая зональность. Последняя, судя по измерениям  $T$ ,  $pH$ ,  $E_h$  и активности сульфидной серы гидротерм, находящаяся в равновесии с минеральными осадками как в источниках, котлах и грифонах, так и в мелких шурфах и скважинах, имеет закономерную связь с характером изменения термодинамических параметров системы. При этом выяснилось [1], что глубинные хлориднонатровые растворы, обогащенные сульфидной серой, аммиаком и рядом рудных компонентов, характеризуются такими значениями  $pH$ , которые превышают величину 7,0 и имеют отрицательные значения  $E_h$  при общей высокой активности сульфидной серы. Анализ полученных диаграмм показывает, что установленная визуально зональность отложения (снизу вверх: пирит-реальгар-аурипигмент-скородит-самородная сера или самородная сера + самородная ртуть) четко фиксируется и на диаграммах, коррелируясь с изменением  $E_h$ ,  $pH$  и активности сульфидной серы.

Дальнейшая интенсификация окислительных реакций в конце концов приводит к тому, что отработанные гидротермы приобретают повышенную кислотность ( $pH$  до 1,75) и высокий окислительный потенциал ( $E_h$  до +790 мВ). Показательно, что в ходе расчетных исследований, при которых учитывалась тимо- и гидро-сульфидная форма переноса рудного вещества и реальные концентрации соединений металлов и сульфидной серы, были получены такие величины  $pH$  и  $E_h$  среды минералообразования, которые оказались близкими к величинам  $pH$  и  $E_h$ , непосредственно измеренным на термальных площадках Узона.

Таким образом, приведенный в работе материал свидетельствует о том, что действительно при фильтрации рудоносных гидротерм к поверхности закономерное возрастание окислительных свойств и кислотности растворов на фоне снижения активности сульфидной серы обуславливает закономерную смену одних минеральных парагенезисов другими. Применительно к Узонской гид-

ротермальной системе рост кислотности гидротерм обусловлен прежде всего высокой контрастностью по  $E_h$  щелочных восстановительных гидротерм и поверхностных вод, атмосферных осадков и поровых растворов верхних частей термальных площадок, а также влиянием процессов дегазации восстановительных соединений при падении давления в системе.

К сожалению, и до настоящего времени отсутствуют достоверные определения тио- и гидросульфидных комплексов металлов в гидротермальных растворах Узона. Тем не менее, сейчас имеются все основания говорить о присутствии железа в щелочных восстановительных гидротермах Узона в виде цианидных комплексов, которые были установлены нами [1] на основании качественных реакций и путем использования селективного электрода на цианид-ион. Использование данной формы миграции железа в гидротермальных растворах Узона позволило более полно описать процессы пиритизации в зонах минералоотложения, интенсифицирующиеся при подкислении растворов.

Для косвенного подтверждения наличия в гидротермальных растворах Узона тио- и гидросульфидных комплексов, а также с целью дополнительного подтверждения выявленной закономерности от интенсификации процессов сульфидного рудоотложения при подкислении, непосредственно на термальных площадках Узона была поставлена серия экспериментов. Цилиндрические сосуды, открытые с одной стороны и заполненные кварцевым песком, смоченным для различных опытов 20% растворами серной, соляной и азотной кислот, опускались в шурфы, грифоны и самоизливающиеся скважины, воды которых характеризовались заметной щелочностью и восстановительностью. По истечении некоторого времени (24-48 часов) при изучении появившихся на зернах осадков выяснилось, что даже в пределах этих сосудов при одной и той же температуре, но в результате роста кислотности, было обнаружено присутствие осадков пирита, реальгара и аурипигмента. В контрольных экспериментах, в которых песок не смачивался кислотами, осадки сульфидов практически отсутствовали.

Таким образом, данный эксперимент еще раз подчеркнул то обстоятельство, что при фиксированной температуре, но в результате роста кислотности и окислительности раствора, создаются наиболее благоприятные условия для осаждения минералов

из Узонских щелочных восстановительных гидротерм.

Режимные наблюдения, проведенные в кальдере Узон и Долине Гейзеров в различное время года, позволили выявить ряд закономерностей в изменении параметров гидротермальных растворов, наблюдаемых при разбавлении этих гидротерм атмосферными осадками и поверхностными водами. Построенные кривые по замерам, произведенным в разное время года, а также в течение одного дня после пурги свидетельствуют о том, что при минимальном разбавлении на Узоне преобладающим развитием пользуются источники, pH которых колеблется в интервале 6,5–9,0. Следующий максимум (pH 4,5–6,5) характеризует источники, в которых наблюдается осаждение сульфидов мышьяка и железа. Оставшиеся два максимума (pH 2,5–3,5 и pH 1,5–2,5) свидетельствуют о наличии двух групп кислых источников, в которых наблюдается интенсивное осаждение самородной серы (pH 2,5–3,5) и осаждение серы и пирита (pH 1,5–2,5) в бессточных грифонах и котлах.

В случае интенсивного разбавления термальных вод атмосферными осадками все четыре максимума, хотя и смещаются в кислую область при общем изменении количества источников в том или ином интервале, тем не менее, четко фиксируется наличие первой (pH 7–8), второй (pH 5,2–6,8) и третьей (pH 4,3–5,3) групп источников. И, наконец, внушительный максимум отмечает широкое развитие в этот период кислых источников (pH 1–3), увеличение количества которых обязано прежде всего интенсификации процессов окисления.

Подводя итоги исследований современных гидротермальных рудообразующих систем [1,2,3,4] на примере Узон-Гейзерной гидротермальной системы, следует подчеркнуть следующие основные особенности их образования и развития.

Узон-Гейзерная гидротермальная система Камчатки приурочена к вулкано-тектонической кольцевой депрессии, заложившейся на базальтовом основании древнечетвертичного щитового вулкана. Молодые постплиоценовые воронки взрыва и материал соседних молодых кислых экструзий и продуктов деятельности окрестных вулканов сформировали толщу туфов, туфобрекчий и гравелитов сложного состава, являющихся водоносным горизонтом. Приток тепла и рудного вещества осуществляется по системе долгоживу-



щей зоны разлома суоширотного простирания. В формировании гидротермальных растворов принимают участие и холодные инфильтрационные воды, поступающие на глубину по обрамляющим кольцевым разломам. В осевой части термального поля выходят, трассируя глубинный разлом, менее разбавленные и наиболее высокотемпературные кипящие щелочно-сульфидные хлоридно-натровые растворы с максимально высокой концентрацией эндогенной составляющей (As, Sb, Hg, В, Li, Rb, Cs). Здесь же фиксируются и выходы растворов с максимально высоким содержанием сульфидной серы. На флангах разломной зоны в соответствии с падением температуры и степенью разбавления вадозовыми водами сформировались зоны смешанных хлоридно-сульфатных, сульфатно-бикарбонатных и других типов термальных вод.

Мышьяково-сурьмяно-ртутное сульфидное оруденение приурочено к осевой зоне выхода щелочно-сульфидных хлоридно-натровых растворов.

В соответствии с морфологическими особенностями распределения рудных минералов мышьяка, сурьмы, железа и других металлов в разрезе Узонской гидротермальной системы последнюю можно классифицировать как рудообразующую с маломощным и крашено-гнездовым морфологическими типами оруденения.

В целом Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки по своим физико-химическим особенностям — уникальное природное геологическое явление и по составу газов относится нами к специфическим водородным и водородно-метановым термам, имеющим мантийный источник питания.

Щелочная реакция растворов, их высокий восстановительный потенциал и обогащенность сульфидной серой даже в приповерхностных условиях свидетельствует о том, что в транспортной зоне и даже в зоне разгрузки гидротерм исходные щелочно-сульфидные растворы, хотя и испытывают разбавление поверхностными водами, тем не менее, на выходе ряд источников еще характеризуется параметрами, позволяющими относить их к исходным рудообразующим флюидам.

Специфические параметры исходных гидротерм предопределяют возможность миграции в растворах ряда рудообразующих элементов в виде сульфидных и гидросульфидных комплексов, в которых в роли лиганда выступает сульфидная сера и ее соединения, не

отрицается возможность миграции ряда элементов (например, кремния) в виде гидроксо- и оксокомплексов.

Высокая окислительная способность поверхностных вод и вод атмосферных осадков обеспечивает в широком масштабе протекание окислительно-восстановительных реакций, способствующих возрастанию кислотности растворов в зоне смешения поверхностных вод и рудообразующих растворов. При этом возрастание кислотности растворов на фоне снижения температуры – основной фактор, обеспечивающий отложение рудного вещества в приповерхностной зоне разгрузки рудообразующих гидротерм.

Четкая корреляция между зональностью отложения сульфидных, самородных и других минералов и закономерным ростом Eh и кислотности растворов в зоне минералообразования говорит о том, что именно изменение этих параметров определяет основные процессы зонального отложения рудного вещества из гидротермальных растворов.

Зоны гидротермально-измененных пород по отношению к зонам сульфидного оруденения являются ореольными образованиями. Пространственное совмещение зон аргиллизации и оруденения свидетельствует о неразрывности во времени и генетической общности процессов изменения пород и оруденения.

Наиболее благоприятными условиями для накопления рудного вещества являются зоны сравнительно рыхлых или трещиноватых пород, находящихся на уровне грунтовых вод, а также крупные плоскостонные бассейны с многочисленными выходами термальных растворов на дне и постоянным поступлением вод поверхностного формирования. Необходимым условием формирования мощного рудоносного горизонта, имеющего в таком случае ярко выраженную горизонтальную слоистость, является параллельное с осадкообразованием захоронение рудного вещества терригенным материалом.

#### Литература

І. Павлов А.Л., Карпов Г.А. Физико-химические особенности современного рудообразования в кальдере Узон (Камчатка). – ДАН СССР, 1972, т.206, № 3, с.719-722.

2. Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании.—Новосибирск: Наука, 1976— 222 с.

3. Карпов Г.А., Павлов А.Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки (Физико-химический очерк).—Новосибирск: Наука, 1976. — 88 с.

4. Карпов Г.А., Павлов А.Л. Физико-химические параметры растворов и закономерности распределения рудных элементов в вертикальном профиле Узонской гидротермальной системы (Камчатка).—В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем.—Новосибирск: Наука, 1980, с.15-29.

С.С.Лапин

#### РОЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЭКСПЛУАТИРУЕМЫХ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В итоге обобщенного анализа многолетних исследований структуры, морфологии, внутреннего строения магнетитовых рудных тел, структурных признаков метасоматоза, положения скарново-рудных тел в пространстве и других закономерностей показано, что основными рудолокализирующими факторами оруденения являются: дорудные структурные, дорудные физико-химические, сорудные динамические и послерудные структурные [1,2].

К дорудным структурным факторам, влияющим на локализацию и строение скарново-магнетитовых месторождений, следует отнести складчатые и слоистые структуры замещаемой толщи, доинтрузивную и дорудную трещинную тектонику и прерудный магматизм с его сложными ореольными зонами, насыщенными реликтами и останцами пород эффузивно-осадочной толщи. Влияние различных дорудных структурных факторов на локализацию руд и морфологию рудных тел на разных месторождениях неравнозначно. На одних месторождениях ведущим фактором является дорудная трещинная тектоника, на других ее роль невелика и существенное влияние оказывают структуры наслоения вмещающей толщи, а на

третьих – ореольная зона интрузива и др.

К дорудным физико-химическим факторам нами отнесены литологический состав исходных замещаемых пород, по разному взаимодействующий с рудоносными гидротермальными растворами, физическое состояние пород вмещающей толщи и состав рудообразующих растворов. Наиболее химически активными породами региона, на месте которых образовались магнетитовые руды, являются доломиты, известняки и другие карбонатсодержащие породы. Останцы и реликты этих пород обнаружены на всех месторождениях.

Физическое состояние пород в процессе рудообразования имеет существенное значение. Массивные, однородные известняки или доломиты начинают замещаться непосредственно с их контакта сплошным фронтом, образуя рудные тела небольших размеров. В однородных, но крупно- и мелкоблочных трещиноватых доломитах и известняках формируются более крупные рудные тела неправильной формы. По менее проницаемым и более химически активным карбонатным породам растворы продвигаются медленнее, чем по пористым туфам и подобным им породам.

Дается обоснование структурообразующей роли магнитного поля в формообразовании магнетитовых рудных тел и их внутреннего строения. Магнетит является одним из главных минералов железорудных месторождений. Он имеет наиболее высокую магнитную восприимчивость ( $\alpha \gg 1$ ). Поэтому вокруг вновь образованного в немагнитной среде магнетитового зерна сразу же возникает собственное микроаномальное магнитное поле. Нарастание последующих магнетитовых зерен приводит к усилению и усложнению этого поля. Таким образом, рост аномального магнитного поля происходит одновременно с ростом рудной массы магнетита. Высказано предположение, что растущее аномальное магнитное поле в процессе формирования магнетитовых руд не может не влиять на характер отложения магнетита, упаковку его зерен, их ориентировку и текстурный рисунок. Изучение внутреннего строения магнетитовых рудных тел показало, что они развиваются не сплошным фронтом, а многоцентрово, т.е. блоками, которые, разрастаясь, объединяются в сплошные рудные тела. При таком формировании рудного тела образуется множество мелких локальных магнитных полей, между которыми возникает сложное магнитостатическое взаимодействие. Железосодержащие растворы, по-

падая в область этих полей, испытывают определенное их взаимодействие. Зародыши кристаллов или кристаллиты, из которых состоят кристаллы, имеют высокую магнитную восприимчивость и ориентируются по направлению магнитного поля в данной точке. Так могут образовываться ритмически-полосчатые текстуры руд, представленные чередованием тонких шнурков магнетита и замещающей породы. Ширина полосок бывает различной и, по-видимому, зависит от напряженности магнитного поля. Чем выше напряженность магнитного поля, тем мельче ритмика и наоборот. Внешний вид этой текстуры очень похож на порошковую фигуру монокристалла магнетита, отображающую его доменную структуру [1]. Рассматривается возможность образования других текстур магнетитовых руд.

Высказано предположение, что влияние локального магнитного поля на формирование магнетитовой рудной массы, должно сказываться не только на характере текстур руд. С увеличением объема массы руды растет магнитный момент поля и увеличивается радиус его действия. Поэтому железосодержащие рудоносные растворы, поднимающиеся снизу вверх в пределах магнитного поля, могут захватываться им и стягиваться в область уже отложившейся рудной массы, наращивая таким образом ее объем. Часто встречающиеся в пределах железорудных месторождений мощные зоны осветленных пород, очевидно, можно рассматривать как одну из причин извлечения из них таким способом железа.

Рассмотрен интрузивный и литологический контроль оруденения на Шерегешевском железорудном месторождении [3]. В период промышленной разведки на месторождении была отрисована синклиналичная складка. В период эксплуатации, когда к указанной структуре подошли горными выработками и провели детальную эксплуатационную разведку, а затем построили распределение магнетита в плане и разрезе, то синклинали, как таковой, не обнаружили. Моноклиналичное южное падение полос с разным содержанием железа четко обнаружилось как в северном, так и в предполагаемом южном крыле. Синклиналеподобная морфология рудного тела обусловлена формой реликта вмещающей толщи, сохранившегося от внедрения субвулканических андезитовых порфиритов и сиенитов, а также степенью их метасоматической проработки. Полосовидное строение качественных планов обусловле-

но физической и физико-химической неоднородностью исходных пород и отображает их структуру.

В кондомской группе железорудных месторождений только на Шерегешевском месторождении развиты одновременно магнезиальные и известковые скарны. Раньше магнезиальные скарны протранственны и генетически связывались с небольшими субвулканическими телами габброидов, которые располагались непосредственно в скарново-рудной зоне. Появление магнезиальных скарнов в магматическую стадию и связь их с габброидами доказывалась наличием секущих жил габброидов в скарнах и останцов последних среди габброидов. Позднее, при детальном картировании подземных горных выработок, не обнаружено тел габброидов и их секущего положения относительно скарнов. Породы, описанные как габбро, оказались породами одной из зон метасоматической колонки формации магнезиальных скарнов по доломитам. Эти породы замещаются магнетитом, вплоть до образования сплошных магнетитовых руд.

При отработке месторождений установлено усложнение формы рудных тел и уменьшение запасов руды по сравнению с данными промышленной разведки. В итоге большого объема произведенных исследований получены оптимальные данные густоты сети эксплуатационной разведки [4].

Разработаны вопросы теории электромагнитных параметров горных пород. Систематизирован материал по теории проходных индукционных датчиков, выведен ряд новых соотношений для инженерного расчета получаемых сигналов. Интересны результаты по фокусировке зондирующего поля, так как они позволяют резко ослабить влияние мешающих факторов. Приведен материал по измерениям магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании и определению процентного содержания железа в магнетитовых рудах. Даны примеры практического использования аппаратуры для выявления магнетитовых ореолов, структурно-геологического картирования и т.д.

Закончена отладка двух полевых приборов. Один из них предназначен для определения магнитной восприимчивости слабомагнитных пород и может быть использован при геологической съемке, поисках и разведке. Второй прибор изготовлен для структурно-геологического картирования и определения содер-

жания железа в магнетитовых рудах. Оба прибора прошли предварительные испытания на рудниках производственного объединения Сибруда.

### Литература

1. Лапин С.С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.—Новосибирск: Наука, 1976. — 236 с.

2. Лапин С.С. Литологический состав замещаемых горных пород магнетитовыми рудами и распределение элементов — примесей в магнетите.—В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах.—Новосибирск: Наука, 1977, с.140—154.

3. Лапин С.С., Старков Г.П. Интрузивный и литологический контроль оруденения на Шерегешевском магнетитовом месторождении.—Геол. и геофиз., 1979, № 5, с.140—146.

4. Григорьев В.И., Лапин С.С. Структурные особенности и зональность магнетитового оруденения Казского месторождения.—В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем.—Новосибирск: Наука, 1980, с.49—62.

М.П.Мазуров

### РУДООБРАЗУЮЩИЙ МЕТАСОМАТОЗ НА СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЖЕЛЕЗА

Все многообразие скарных месторождений железа представляется целесообразным разделить на скарные железорудные формации а) складчатых областей, б) древних щитов и в) активизированных частей платформ. В складчатых областях скарные железорудные месторождения образуются преимущественно в инверсионный этап [1,2,3,14]. Им предшествует накопление раннегеосинклинальных высокожелезистых эффузивно-пирокластических толщ и сингенетичных эксгальциционно-гидротермальных сульфидных, окисных и карбонатных микрорудных фаций. Формирование эпигенетичных скарно-рудных залежей сопряжено со становлением

габбро-диорит-гранодиоритовых, тоналит-адамеллитовых и более сложного состава плутонов, сопровождаемым хлорно-натриевым метасоматозом [14]

В большинстве случаев участки отложения рудного вещества пространственно разобщены с зонами генерации рудообразующих растворов. В зонах рудоотложения в пределах единого регрессивного гидротермального цикла минеральные парагенезисы скарнов образуются раньше, чем происходит отложение рудного вещества. Видовой набор скарнов, сопровождающих эпигенетические рудные залежи, в значительной мере определяется составом вмещающих пород: в аллюмосиликатной среде отложение магнетита предварялось образованием альбит-скаполитовых метасоматитов, в доломитовых мраморах - магнезиальных скарнов, в кальцитовых мраморах и смешанных карбонатно-вулканогенных толщах возникали предрудные известковые скарны. Выполненные автором многочисленные замеры температур гомогенизации газово-жидких включений в гранатах, пироксенах, амфиболах, скаполитах, эпидоте, кальците и в других минералах позволяют оценить температуры формирования железосных известковых скарнов величинами 740-480°C, пироксен-полевошпатовых пород - 710-540°C, пироксен-скаполитовых пород - 680-480°C, пироксеновых скарнов пегматоидного типа - 670-550°C, пироксен-дашкесанитовых пород - 580-540°C, а сорудных парагенезисов - от 560 до 480-430°C. Послерудные ассоциации эпидот+актинолит+кварц образованы при 450-350°C, бабингтонит+эпидот - 480-450°C, бабингтонит+эпидот+пренит - 450-360°C, ильваит+кварц - 420-360°C, эпидот+кварц - 460-420°C, эпидот+хлорит+кальцит - 300-240°C, ангидрит+кальцит - 180-120°C, барит+флюорит+кальцит - 150-75°C. На примере конкретных месторождений установлено, что общая последовательность смены минеральных парагенезисов с понижением температуры выдерживается повсеместно. На каждом объекте верхние и нижние оценки температур образования отдельных ассоциаций имеют свои значения, но различия эти незначительны [1,2,4,7,8,13,17,18].

Изменение физико-химических условий рудообразующего метасоматоза находит свое отражение в вариациях состава и свойств не только минеральных парагенетических ассоциаций, но и отдельных минералов. Целенаправленное изучение гранатов, скаполитов, амфиболов и других минералов [5,6,12,13,16,19,23], по-



зволило выявить их типоморфные свойства и наметить эволюцию состава. Как показало исследование методами просвечивающей электронной микроскопии тонкой структуры магнетита и строения реакционных зон его со скарновыми минералами, парагенными магнетиту являются гидратированные фазы — амфиболы, слюды и другие минералы. Электронномикроскопическое изучение оптически однородных магнетитов показало, что они представляют собой полифазный агрегат кристаллов магнетита разного структурного совершенства с включенными в нем реликтами замещенных минералов и микроблоками сингенетичных фаз. Захваченные растущим кристаллом сегрегаты или микровключения кристаллизационной среды входят в его структуру неупорядоченно, либо располагаются по граням. При последующей перекристаллизации примесь диффундирует к поверхности зерен, декорирует дефекты в его объеме, в результате чего повышается совершенство структуры.

Для выяснения механизма рудного метасоматоза оказалось полезным изучение реакционных зон магнетит—скарновый минерал (гранат, пироксен, кальцит и др.) [20,21,22]. Границы эти имеют сложное строение и содержат сложные полифазные агрегаты, отвечающие, по-видимому, разным стадиям замещения. Структурная упорядоченность, тип и объем промежуточных продуктов реакций зависит как от того, какой минерал замещался, так и от положения относительно фронта замещения. Анализ промежуточных фаз и их взаимного расположения в реакционных зонах позволяет сделать вывод о параллельно—последовательном механизме реакций рудообразующего метасоматоза.

В рудных полях, где проявлен многоактный интрузивный магматизм, многократно возникают скарновые ассоциации и весь комплекс жильных и рудных минералов, но промышленные скопления рудных масс развиты только в связи с ранними фазами, становление которых сопровождалось интенсивным хлорно—натриевым метасоматозом. На Ирбинском и Одиночном месторождении обнаружено явление крупномасштабного перераспределения железа в контактовых зонах послерудных граносиенитовых плутонов, показаны главные отличия микроструктуры и состава новообразованных и метаморфизованных магнетитов [10,16].

В связи с проблемой участия и роли первичных сингенетичных скоплений железа в формировании промышленных залежей

скарновых месторождений детально исследована динамика формирования рудных залежей Таятского альбит-скаполит-магнетитового месторождения. Анализ минеральных парагенезисов рудоносных пород и особенно целенаправленное изучение микроструктурных особенностей магнетита и структурно-текстурного рисунка руд позволили выявить, что на этом месторождении, наряду с широко распространенными метасоматическими рудами, развиты гистеромагматическое оруденение в габбро и габбро-диоритах предрудного плутона, рудная вкрапленность в основных вулканогенных породах и в контактово-метаморфизованных осадочных и пирокластических обломочных породах вмещающей толщи. По многочисленным образцам, отражающим разную степень метасоматических изменений и нарушения первичных текстурных особенностей руд, реконструирован ход процесса регенерации микрорудных фаций, локального растворения и перемещения рудного вещества и формирования эпигенетической скарново-рудной залежи [9, II, I7]. На примере этого месторождения показано, что микрорудные фации и рудопроявления, попадая в высокотемпературные контактовые зоны плутонов, подвергаются метаморфизму. На регрессивном этапе направленность метасоматических реакций сохраняется, формируются комбинированные скарново-рудные залежи, заключающие в себе метаморфогенные и метасоматические рудные концентрации.

Совмещение автономных потоков флюидов с сингенетичными рудными скоплениями вызывает их выщелачивание и сопряженное отложение. Если температура флюида недостаточна для появления скарновых минеральных ассоциаций, то новообразованные залежи образуются в нескарнированных породах. Таким способом, вероятно, были образованы руды Ярышкольского месторождения, одного из интересных объектов в новом рудном районе Западного Саяна [15]. По-видимому, метаморфизмом сингенетичных вулканогенно-осадочных руд обусловлено появление скарново-магнетитовых месторождений с широким спектром околорудных метасоматитов в Еравнинском районе Бурятии [14].

Для месторождений скарновой железорудной формации древних щитов также характерно сложное сочетание эндогенных процессов, таких как региональный метаморфизм, мигматизация и гранитизация. Относящиеся к этой формации месторождения Леглиер-Тимп-

тонского рудного пояса на Алданском щите неоднородны по составу вмещающих толщ, минеральным парагенезисам руд и пространственному положению в полях гранитизации. Наиболее контрастно выделяется среди других Пионерское месторождение, где нами установлены две парагенетические ассоциации руд. Первая, слагающая тонкополосчатые бедные руды, представлена пироксеном+скаполитом+ильменитом+магнетитом. Характерным признаком ее является наличие в ассоциации с магнетитом самостоятельных зерен ильменита, такого же, как и в кристаллических сланцах вмещающих метаморфических толщ, и присутствие ламелл шпинели в магнетите. Собственно рудный парагенезис представлен ассоциацией скаполит+роговая обманка+биотит+ортит+магнетит, близкой к жильным и вкрапленным рудам в апоалюмосиликатных залежах других месторождений рудного пояса.

Изучение структурно-текстурных особенностей руд этих месторождений показало, что типоморфной особенностью магнетитов Алданских скарново-магнетитовых месторождений является наличие в них структур распада твердых растворов [19]. Форма, размер, фазовый состав и количество ламелл варьирует в разных парагенезисах, отражая как неоднородности первичной среды кристаллизации, так и последующих преобразований. В апокарбонатных рудах в магнетите содержатся ламеллы шпинели и ильменита, претерпевшие местами собирательную перекристаллизацию с образованием отдельных метакристаллов и межзерновых скоплений. По составу, микроструктуре эта шпинель резко отличается от скарновой. Очищенные от примесей зоны в зернах имеют более совершенную структуру. Особенно сильно очистка зерен магнетита от примесей проявлена в залежах, контактирующих с гнейсо-гранитами и пегматитами. В этих же зонах отмечается гипогенная мартитизация, а в кристаллических сланцах можно проследить все ступени замещения ильменита и магнетита гематитом.

За нижнюю оценку температур рудообразующего метасоматоза могут быть приняты температуры гомогенизации газовой-жидких включений в минералах метасоматитов регрессивного этапа. По нашим определениям, температуры гомогенизации газовой-жидких включений в скаполитах из пироксен-скаполитовых пород Пионерского месторождения составляют 680-710°C, а из амфибол-биотит-

скаполитовых пород основной рудной массы — 590–660°C. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в амфиболах паргасит-гастингситового типа из крупнозернистой флогопит-диопсид-амфибол-магнетитовой руды Комсомольского и Таежного месторождений составляют 580–660°C. Гомогенизация самых высокотемпературных газовой-жидких включений в крупнозернистом кварце из пегматоидных обособлений составляет 425–525°C. По-видимому, цифрами 560–620°C, отвечающими температурам гомогенизации групповых газовой-жидких включений и в других минералах, следует ограничить нижнюю оценку температур рудной стадии.

Проведенные исследования позволили определить параметры рудообразующего метасоматоза и показали, что в складчатых областях скарновые месторождения железа появляются в заключительные этапы развития, ассоциируясь с максимумом проявления интрузивного магматизма. Предшествующие им микрорудные фации и сингенетичные рудопроявления могли вовлекаться в рудообразующий метасоматоз, являясь либо геохимическим барьером рудоносных растворов, либо одним из источников рудного вещества перемещенных залежей.

В скарново-магнетитовых месторождениях древних щитов заключительные этапы формирования совпадают с процессами гранитизации высокометаморфизованных толщ. Расшифровка предшествующей истории несомненно окажется полезной и в теоретическом плане, и в прикладном отношении, но она требует применения специальных методов.

### Литература

1. Дымкин А.М., Калугин И.А., Мазуров М.П., Сиянков В.И., Шарпов В.Н. Физико-химические условия формирования магнетитовых месторождений гипабиссальной фации глубинности.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск: Наука, 1979, т.1, с.157–166.

2. Дымкин А.М., Мазуров М.П. Особенности формирования скарново-магнетитовых месторождений Восточного Саяна.—В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей.—Свердловск, 1976, с.171–173.

3. Дымкин А.М., Мазуров М.П. Геолого-генетические особенности скарново-магнетитовых месторождений Восточного Саяна.-В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах.-Новосибирск: Наука, 1977, с.176-180.
4. Дымкин А.М., Мазуров М.П., Федосеева М.М. Минеральный состав и условия образования окколорудных метасоматитов Хабыльского железорудного месторождения.-В кн.: Геология и генезис рудных месторождений кга Сибири.-Новосибирск: Наука, 1977, с.100-113.
5. Мазуров М.П. Скаполиты скарновых железорудных месторождений и вопросы их генезиса.-В кн.: Геология и генезис рудных месторождений кга Сибири.-Новосибирск: Наука, 1977, с.192-201.
6. Мазуров М.П. Температуры и последовательность образования амфиболов в скарновых железорудных месторождениях Восточного Саяна.-В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах.-Новосибирск: Наука, 1977, с.155-160.
7. Мазуров М.П. Условия формирования гастингсит (дашкесанит)-магнетитовых руд в метасоматических железорудных месторождениях.-В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.-Новосибирск, 1977, т.1, с.87-88.
8. Мазуров М.П. Температуры образования руд скарново-магнетитовых месторождений складчатых областей.-В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез.-Владивосток, 1978, с.91-93.
9. Мазуров М.П. Генетические особенности Таятского железорудного месторождения.-В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири.-Новосибирск: Наука, 1979, с.40-48.
10. Мазуров М.П. Ксенолиты магнетитовых руд в граносиенитах Одиночного месторождения.-Там же, с.84-89.
11. Мазуров М.П. Формы накопления рудного вещества в Таятском железорудном месторождении.-В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.-Новосибирск: Наука, 1979, с.170-178.
12. Мазуров М.П. Минеральные парагенезисы окколорудных пород как индикаторы условий метасоматического железоруднения.-В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования.-М., 1979, с.56.

13. Мазуров М.П. Парагенезисы и условия образования гра-  
натов в скарново-магнетитовых месторождениях складчатых об-  
ластей.-В кн.: Теоретическая и экспериментальная минералогия.  
-Новосибирск: Наука, 1980, с.63-69.

14. Мазуров М.П. Магматизм и эндогенное железоруднение.  
-В кн.: Критерии прогнозной оценки эндогенного руднения Ал-  
тае-Саянской области.-Новосибирск: Наука, 1981, с.37-45.

15. Мазуров М.П., Васильева А.И., Единцев Е.С. Строение,  
минеральный состав и черты генезиса железных руд Ярышкольско-  
го месторождения (Западный Саян).-В кн.: Рудная зональность и  
физико-химия гидротермальных систем.-Новосибирск: Наука, 1980,  
с.95-104.

16. Мазуров М.П., Стенина Н.Г., Титов А.Т. Исследование  
микронеоднородности магнетитов Одиночного месторождения мето-  
дами световой и просвечивающей электронной микроскопии.-  
Там же, с.105-113.

17. Мазуров М.П., Третьяков Г.А., Тумурова Ц.Г. Параметры  
метасоматического рудообразования в альбит-скаполит-магнети-  
товых железорудных месторождениях.-В кн.: Основные параметры  
природных процессов эндогенного рудообразования.-Новосибирск,  
1977, т.1, с.87-88.

18. Мазуров М.П., Федосеева М.М. Температуры кристалли-  
зации бабингтонита и ильваита в железосных известковых  
скарнах.-В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений  
Сибири.-Новосибирск: Наука, 1977, с.199-203.

19. Мазуров М.П., Шепель А.Б., Васильева А.И., Поспелова  
Л.Н., Хобня Т.Н. Парагенезисы и состав магнетитов железоруд-  
ных месторождений Леглиер-Тимптонского рудного пояса (Алдан-  
ский щит).-В кн.: Проблемы теоретической и генетической мине-  
ралогии.-Новосибирск: Наука, 1981, с.81-90.

20. Стенина Н.Г., Мазуров М.П., Титов А.Т. Просвечиваю-  
щая электронная микроскопия магнетитов как источник инфор-  
мации об условиях рудообразования в скарновых месторождениях.-  
В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования.-М., 1979,  
с.63.

21. Стенина Н.Г., Мазуров М.П., Титов А.Т. О механизме  
отложения магнетита в известковых скарнах.-Докл.АН СССР, 1979,  
т.249, № 3, с.694-698.

22. Стенина Н.Г., Титов А.Т., Мазуров М.П. Электронно-микроскопическое изучение механизма метасоматоза.—В кн.: Применение новых электронно-микроскопических методов в технологии, кристаллографии и минералогии. Тезисы докл., М.1980, 172 с.

23. Шведенков Г.Ю., Мазуров М.П. Устойчивость бабингтонита в системе Ca-Si-Fe-O-H. — Докл.АН СССР, т.232, № 4, 1977, с.920-923.

И.А.Калугин

#### МЕТАМОРФОГЕННАЯ РЕГЕНЕРАЦИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА НА МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СИБИРИ

Явления метаморфизма железных руд привлекают внимание геологов в связи со спецификой преобразований железистого вещества, которое при повышенных температурах и давлениях становится неравновесным с большинством вмещающих сред. Изучение их всегда важно также в прикладном отношении для анализа процессов природного обогащения и разубоживания руд, выяснения геохимических и структурных факторов контроля железоруднения.

В Алтайской железорудной провинции в областях девонских эпизэнгеосинклинальных прогибов, на которые наложены зоны смятия с их интенсивной складчатостью, расщеплением и гидротермальными воздействиями, находятся магнетитовые месторождения промышленного масштаба (Холзунское, Белорецкое, Инское, Родионов Лог). Неоднородность метаморфизма в приразломных зонах смятия позволяет видеть в рудных полях месторождений слабо измененные рудопроявления. Они расположены на простирании магнетитовых рудных зон или в виде реликтов внутри них. Первичные рудные концентрации, которые в разной мере наблюдались на всех изученных месторождениях, представлены, во-первых, магматической рудной вкрапленностью в эффузивах. Содержание железа в этих породах составляет около 15%, но в отдельных

участках увеличивается до 30–40%, характерно присутствие двуокиси титана в количестве 1,5–2% [4,5,15]. Вторым типом оруденения являются вулканогенные жильно-метасоматические концентрации гематита в туфах, примесь титана в них незначительна. Но наиболее крупными по масштабам являются вулканогенно-осадочные пластовые и линзовидные рудопроявления гематита, хорошо известные в литературе по Алтаю.

Слабо измененные и метаморфические руды на Алтае залегают в составе девонской кварц-кератофировой формации. При воздействии высокотемпературных гидротермальных растворов приразломных зон на рудоносные горизонты здесь происходило химическое взаимодействие первичных руд с алюмосиликатными и щелочноземельными (карбонатными) породами. В результате сформировались магнетитовые руды и сопровождающие их мощные зоны околорудно-измененных пород – скарнов и гидросиликатных метасоматитов, заместивших порфиры и карбонатно-туфогенные сланцы. Ширина ореолов околорудных изменений достигает десятков и сотен метров при отношениях мощностей руды и околорудной зоны от 1:2 до 2:1. Продолжительность формирования ореола рассеяния магния и железа мощностью 50 м оценивается в пределах тысяч лет. Цифры получены при численном решении на ЭВМ задачи динамики отложения двух компонентов из фильтрующегося раствора по схеме параллельных зависимых реакций [13]. Метасоматическое минералообразование, как следует из наблюдений над реакционными каемками и зональностью минерализации, протекало с дегидратацией, декарбонатизацией и деферритизацией исходного вещества на прогрессивном этапе. При этом в разрезах рудных зон часть прослоев исходных пород осталась не полностью замещенной, что нашло свое отражение в валовом составе руд. При близком минеральном составе руды в алюмосиликатных разрезах содержат всегда больше по сравнению с карбонатными глинозема, титана и магния и меньше – извести и карбонатов [7,8,10].

Главные превращения железистых минеральных фаз при метаморфизме руд характеризуются переходами от гематита к магнетиту и затем к ферромагнезимальным силикатам.

Протекание упомянутых реакций при взаимодействии руды и гидротермального раствора обеспечивается относительно высокой скоростью растворения магнетита в полиминеральных агрегатах.



Для оценки граничных  $P_{O_2}$  - T условий метаморфизма железных руд выполнены термодинамические расчеты для реакций образования распространенных сорудных силикатов: биотита, актинолита, роговой обманки, диопсид-геденбергита и граната. В пределах реальных температур магнетитового рудообразования [3], определенных по газовой-жидким включениям и минеральным геотермометрам, намечены два уровня - кислородный и бескислородный. Реакции "кислородного" уровня в области температур 450-550°C характеризуются колебаниями величины  $P_{O_2}$  от  $10^{-11}$  до  $10^{-20}$  атм., это кривые равновесий с водными силикатами. Все они группируются около гематит-магнетитового буфера. Следовательно, для формирования гидросиликатно-магнетитовых ассоциаций будет благоприятной существенно водная среда с повышенной щелочностью. Ближе всего отвечают этим требованиям вмещающие породы типа метапелитов и кислых вулканитов с прослоями известняков. В рудных полях развиты щелочно-полевошпатовые метасоматиты, а в составе руд нередко обнаруживается первичный гематит. Относительно кислородные условия благоприятствуют сохранности рудного вещества при метаморфизме. На месторождениях или не наблюдается переотложение магнетита (железистые кварциты [II]), или оно происходит локально (Холзунское, Белоречное [5,9,15]). Замечено, что особенно инертным проявляет себя рудное вещество в зонах калиевого метасоматоза. Руды месторождений в среднем бедные (около 30%  $Fe_{вал.}$ ). Возникновение вторичного богатого оруденения здесь менее вероятно.

Силикатообразование на уровне гематит-магнетитового буфера обуславливает повышенную магнезиальность (относительно вмещающих пород) сорудных метасоматитов. Она проявляется прежде всего качественно, обнаруживая зависимость парагенезисов от химического потенциала  $MgO$ . Магнезиальность имеет также количественное выражение. Наибольшие содержания  $MgO$  в силикатной части приурочены к богатым рудам, обладавшим наибольшим окислительным резервом. Затем количество магнезии постепенно убывает к бедным рудам и безрудным скарнам и гидросиликатным метасоматитам [5-10].

В глубинных условиях, например в зонах мигматизации железистых кварцитов, тонкополосчатые мелкозернистые руды перекристаллизуются в среднезернистые, вкрапленно-массивные.

Строго в приконтактовой области мигматит-гранитов наблюдается наложенная амфиболитизация и биотитизация в первичных кварц-куммингтонит-магнетитовых рудах. Гранитизированные руды содержат линзы и послойные образования лейкосомы мигматита. И, наоборот, в гранитах обнаруживаются участки обогащения ксенотенным магнетитом, сохранившимся от растворения. Сравнение трендов распространения в рудной зоне железа магнетитового и силикатного подтверждает петрографические наблюдения о частичном растворении магнетита и сопряженном отложении железа в силикатной форме в окружающих породах на удалении до первых километров [2, I2, II].

В том же температурном интервале 450–550° при смене химического типа метасоматоза или при исчерпании резерва гематит-магнетитового буфера могут развиваться более восстановительные условия. Они характерны для зон альбитизации и щелочноземельного метасоматоза рудных горизонтов. В рудах широко проявляется тенденция рассеяния железа, выраженная в формировании силикатных каемок, оторочек и широких ореолов железистых силикатов около зерен, линз и рудных тел магнетита. Развивается также агрегатное замещение и пересечение рудных тел железомagneзиальными метасоматитами.

Кристаллизация магнетита, переотложенного из зон скарнирования или альбитизации, несколько запаздывает относительно силикатов. Рудный минерал в таких рудах обычно "цементационный" – ксеноморфный к гранату, пироксену, альбиту и представляет собой полную аналогию метасоматическому послескарновому магнетиту контактовых месторождений. Наиболее поздние рудные генерации отлагаются при пониженных температурах, в области неустойчивости фельдшпатолитов и скарнов. Переотложенные руды характеризуются метасоматическими текстурами и крупнозернистыми структурами. При наличии трещинных зон и карбонатных прослоев переотложенный магнетит использовал эти структурные и литологические ловушки. Вторичные руды составляют до десятков процентов от общей рудной массы и располагаются, как правило, в контурах первичного оруденения.

"Бескислородная" обстановка рудообразования оценивается для реакций магнетита с роговой обманкой, пироксеном и гранатом при температурах 550–650°С величинами  $P_{O_2}$  от  $10^{-17}$  до

$10^{-23}$  атм. В этой области уже устойчив титаномгнетит. Кривые равновесий группируются вблизи кварц-фаялит-магнетитового буфера. Таким образом, для формирования скарно-магнетитовых ассоциаций будут благоприятны: низкое парциальное давление воды в растворах и наличие сильного окислителя - хлора, щелочноземельный - базитовый состав вмещающих пород, присутствие кремнистых прослоев и титанистых руд. Бескислородные восстановительные условия метаморфизма способствуют повышенной мобильности рудного вещества, вероятно, поэтому здесь формируются относительно богатые руды (35-45% Fe). Месторождения, рассматриваемые в качестве примера, сложены метасоматическими рудами, т.е. в них преобладают структурные признаки перемещения рудного вещества.

Гидротермальный метаморфизм руд в приразломных зонах развивается синхронно с расщеплением, так как зоны трещиноватости по существу являются флюидопроводниками. Динамометаморфизм руд выражается в преобразовании формы рудных тел за счет их изгиба, сплющивания и разрыва. Руды приобретают характерные черты тектонитов, формируются брекчии, будинаж, клинкбанды, пльчатость, линейность. Нередки тектонические структуры руд с предпочтительной ориентировкой силикатов, диагонально-сростковым расположением магнетита, вращением и дроблением зерен. Правда, в связи с высокотемпературным отжигом, деформационные структуры зачастую не сохраняются.

Замечено, что рудные минералы проявляют повышенную способность к перекристаллизации, к растворению и переотложению. Поэтому при динамометаморфизме рудные скопления обычно характеризуются пластичностью, что обеспечивает высокую механическую подвижность руд, их самоочистку от менее устойчивых (чем магнетит) к сжатию минералов и выжимание в зоны растяжения. По текстуре будинажа оценивалась компетентность рудных и нерудных прослоев, она убывает в ряду от алмосиликатных пород к рудам и карбонатно-сланцевым породам. Обнаружена явная корреляция свойств отдельных слоев с прочностью минералов на разрыв по справочным данным и совпадающая с эмпирическими коэффициентами пластичности по разным авторам. [5,6,8,9,15,14].

Закономерности крупномасштабного перераспределения вещества на стратиформных магнетитовых месторождениях рассмат-

ривались нами в связи с тектоническими и метасоматическими факторами. С использованием тренда проанализировано распределение на вертикальной продольной проекции рудных залежей (размером  $1,5 \times 1 \times 0,1$  км) мощности руды, содержания в ней железа и других компонентов. Выяснено, что при деформации относительно пластичного рудного горизонта с прослоями сланцев и известняков, сжатого жесткими подвижными блоками эффузивов, мощность оруденения определяется формами смятия пласта. Оруденение лучше выдержано по падению, чем по простиранию, совпадая с направлением крутопадающей линейности. Качество руд для приведенного примера Холзунского месторождения не связано с мощностью, оно обусловлено дометаморфическим распределением железа, осложненным при растворении руд в зонах альбитизации. Другой случай – Белорецкое месторождение, на котором рудно-силикатный горизонт залегает в среде относительно пластичных известняков. При совместных деформациях с вмещающими породами рудно-скарновый пласт проявлял себя как более жесткий и был растянут на линзы. Фигуры трендов мощности руд и содержания в них железа почти совпадают, из чего можно сделать вывод о растворении и разубоживании в первую очередь бедных железом и маломощных рудных тел [14].

Как показали исследования, метаморфогенная регенерация руд является ведущим рудообразующим процессом на многих промышленных магнетитовых месторождениях. В зонах локального метаморфизма ею определяется состав, структура и прогнозные критерии оруденения. Регенерация руд происходит при условии селективной или опережающей мобилизации рудного вещества гидротермальными растворами. Масштабы растворения и перераспределения руд находятся в зависимости от кислородного режима в зоне рудообразования, заданного составом руд, пород и растворов в сложной флюидной динамической системе. Морфология метаморфогенного оруденения контролируется деформациями неоднороднослойстой рудоносной толщи и синхронным отложением вторичных руд в структурных и литологических ловушках.

## Литература

1. Дымкин А.М., Калутин И.А. Сравнительный анализ вулканогенно-осадочных руд Тургай и Алтая.—В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири.—Новосибирск: Наука, 1977, с.158–168.
2. Дымкин А.М., Калутин И.А. Новые данные о метаморфизме кремнисто-железистых горизонтов Ималыкского района (Якутия).—В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока.—Новосибирск, 1977, с.92–99.
3. Дымкин А.М., Калутин И.А., Мазуров М.П., Синяков В.И., Шарапов В.Н. Физико-химические условия формирования магнетитовых месторождений гипабиссальной фации глубинности.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск: Наука, 1979, с.157–165.
4. Дымкин А.М., Павлов А.Л., Калутин И.А., Долгушин С.С. К вопросу о ликвации рудно-силикатного вещества и возможном механизме разделения компонентов в расплаве.—В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1979, с.4–11.
5. Калутин И.А. Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае.—Новосибирск: Наука, 1976. — 102 с.
6. Калутин И.А. Метаморфогенно-метасоматическое железоруденение на месторождении Родионов Лог.—В кн.: Геология и генезис рудных месторождений Юга Сибири.—Новосибирск: Наука, 1977, с.169–178.
7. Калутин И.А. Петрохимические особенности магнетитового руденения в силикатных и карбонатных толщах.—В кн.: Проблемы дифференциации в магматических и рудообразующих процессах.—Новосибирск: Наука, 1977, с.161–168.
8. Калутин И.А. Особенности метаморфической перекристаллизации железных руд в зонах смятия.—В кн.: Генетическая и экспериментальная минералогия.—Новосибирск: Наука, 1978, с.127–132.
9. Калутин И.А. Остаточные и переотложенные магнетитовые руды в зонах динамотермального метаморфизма.—В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1979, с.48–58.

10. Калугин И.А. Химический состав руд на месторождениях скарновой формации.—В кн.: Теоретическая и генетическая минералогия.—Новосибирск: Наука, 1980, с.69–73.

11. Калугин И.А., Лапухов А.С., Третьяков Г.А., Джуринский А.Ф. Элементы внутреннего строения рудных зон и контактовое взаимодействие железистых кварцитов с гранитоидами на Тарнахском месторождении (Ю.Якутия).—В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций.—Новосибирск: Наука, 1979, с.37–59.

12. Калугин И.А., Лапухов А.С. Распределение рудных масс в пликтивных структурах Тарнахского месторождения железистых кварцитов.—В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем.—Новосибирск: Наука, 1980, с.62–67.

13. Калугин И.А., Милова Л.В. Динамические параметры околорудного метасоматоза на скарновых магнетитовых месторождениях.—В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1979, с.165–170.

14. Калугин И.А., Трибунский Е.Н. Структурная и вещественная неоднородность стратиформных магнетитовых месторождений Алтая.—В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем.—Новосибирск: Наука, 1980, с.67–76.

15. Калугина Т.С., Калугин И.А. Метаморфизм и магнетитовое оруденение на Белорецком месторождении Алтая.—В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1979, с.12–37.

В.И.Синяков

#### ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ФАКТОР В ФОРМИРОВАНИИ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Температура заслуженно считается одним из главных факторов процессов образования эндогенных минеральных месторождений. Большие успехи в количественной оценке этого параметра были сделаны благодаря широкому применению при исследовании мето-

дов гомогенизации и декрепитации. Изучением температуры гомогенизации газовой-жидких включений в главных скарновых минералах установлено, что рудовещающие магнезиальные скарны формируются в температурном интервале 870-750°C, известковые скарны при 740-430°C, а послерудные эпидот-актинолитовые ассоциации возникают в интервале 390-270°C [1,2,3,5,6,8,9]. Оценки температуры отложения магнетитовых руд различными авторами давались разные.

До наших исследований считалось, что магнетитовые руды в месторождениях скарновой формации образуются при разных температурах. Наиболее высокотемпературным считалось магнетитовое оруденение, связанное с магнезиальными и известковыми скарнами. Температура отложения магнетита в месторождениях гидросиликатного минерального типа оценивалась на 100-150°C ниже, чем скарнового (Щербак и др.).

Наши исследования позволили впервые объективно подойти к количественной оценке температурного режима образования промышленных магнетитовых руд месторождений скарнового формационного ряда. Выполненные эксперименты декрепитации показали, что формирование магнетитовых руд в месторождениях различных минеральных типов: магнезиально-скарнового, известково-скарнового, альбит-скаполитового, хлорит-амфибол-магнетитового в общем происходит при близких температурах, ограниченных интервалом 580-420°C [5,6,9]. Наблюдаемые между отдельными минеральными типами различия температур незначимы. Так, в магнезиально-скарновых месторождениях руды образуются при температурах 580-460°C. Отложение магнетита в известково-скарновых месторождениях протекало в температурном интервале 560-420°C. Хлорит-амфибол-магнетитовые руды месторождений "гидросиликатного типа" образуются в диапазоне температур 540-420°C, а альбит-скаполит-магнетитовые - при 560-480°C.

Скарновые магнетитовые месторождения могут проходить длительный путь развития. На некоторых месторождениях Алтае-Саянской области, например, на Таятском, Ирбинском, установлено несколько типов руд - сингенетичные слоистые руды, метасоматические (скарновые) и регенерированные (перекристаллизованные) руды. Магнетит перекристаллизованных руд, как правило, содержит повышенное количество газовой-жидких включений. Тем-

пература вторичной перекристаллизации руд обычно высокая, хотя и несколько снижена по сравнению с температурой их образования. Так, магнезиально-скарновые магнетитовые руды Темир-Тау сформировались в интервале температур 580–480°C, а их перекристаллизация с укрупнением зерен и развитием крупных метакристаллов флогопита происходила при температурах 560–440°C. На Ирбинском месторождении первичные скарновые руды формировались при температуре 560–460°C, а их вторичная перекристаллизация осуществлялась в температурном интервале 520–440°C [4,6,9,10].

Полученные новые данные о температуре образования магнетитовых руд в скарновых месторождениях имеют большой генетический смысл. Известно, что магнетит образуется в очень широком диапазоне температур— от 1000°C в интрузивных породах и магматических месторождениях до температуры в 20–30°C в современном морском илу или в коре выветривания ультраосновных пород. Магнетит же скарновых месторождений в этом широком возможном для него температурном диапазоне занимает узкий и вполне определенный температурный интервал.

## Литература

1. Сиянков В.И. Главные эндогенные железорудные формации Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.—Новосибирск: Наука, 1976, с.110–125.

2. Сиянков В.И. О полигенности и генетических соотношениях метасоматических магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Доорогенная металлогения.—Свердловск, 1976, с.173–177.

3. Сиянков В.И. О температуре образования магнетитовых руд скарновых месторождений Кузнецко-Саянской провинции.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск, 1977, т. I, с.105.

4. Сиянков В.И. Температурная зональность рудной системы при формировании магнетитовых руд одного из структурно-морфологических типов магнезиально-скарновых месторождений.—В кн.:



Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск, 1977, т. I, с. I06–I07.

5. Сияяков В.И. Геологические и физико-химические модели процессов скарнового рудообразования.—Новосибирск, 1978.—99 с.

6. Сияяков В.И. Температурный режим магнетитового оруденения в скарновых месторождениях.—ДАН СССР, 1978, т. 241, № 6, с. I4I3–I4I6.

7. Сияяков В.И. Результаты сравнительного изучения флогопитов магнезиально-скарновых месторождений Алдана и Горной Шории.—В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование.—М.: Наука, 1980, с. I27–I30.

8. Сияяков В.И. Рудогенетические модели магматических и пегматитовых месторождений.—Новосибирск, 1980.—9I с.

9. Сияяков В.И. Температурные условия образования магнетитовых руд скарновых месторождений.—В кн.: Теоретическая и экспериментальная минералогия.—Новосибирск: Наука, 1980, с. 73–83.

10. Сияяков В.И., Галкина С.В. Серпентиниты и процессы серпентинизации в рудной зоне Тейского магнетитового месторождения.—В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем.—Новосибирск: Наука, 1980, с. 80–87.

Э.Г. Дистанов, К.Р. Ковалёв

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КГА СИБИРИ

В решении вопросов генезиса и размещения колчеданно-полиметаллических месторождений в складчатых структурах Южной Сибири в последние годы наибольшее внимание уделялось двум вопросам: I – уточнению общих представлений о Южно-Сибирской полиметаллической провинции и положению в ней разновозрастных рудных поясов и полей, включающих колчеданно-полиметаллические месторождения; 2 – детальному изучению древних докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений, подвергшихся в отдельных районах существенному метаморфизму, и в первую очередь месторождений Северо-Байкальского рудного района.

## 1. Общие черты Южно-Сибирской полиметаллической провинции и положение в ней колчеданно-полиметаллических месторождений

В последние годы в складчатых областях Южной Сибири открыто и изучено несколько новых перспективных рудных районов, которые позволили по-новому оценить значение этого региона как новой крупной полиметаллической провинции. Значение региона особенно возросло после выявления ряда крупных полиметаллических свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений в древних докембрийских складчатых сооружениях обрамления Сибирской платформы. В 1968 году В.С.Кормилицыным был выделен Енисейско-Байкальский полиметаллический пояс. В системе полициклических (полигеосинклиналиных) складчатых областей Юга Сибири этот пояс явился частью более широкой металлогенической провинции. Обобщение новых данных по полиметаллическим рудным районам этой обширной территории позволяет говорить о Южно-Сибирской полиметаллической провинции, охватывающей южное складчатое обрамление Сибирской платформы [2,4].

По приуроченности месторождений к отдельным металлогеническим эпохам и областям развития разновозрастных складчатых сооружений и наложенных тектонических структур рудная провинция имеет отчетливо выраженное зональное строение. В ее пределах намечаются следующие металлогенические зоны (от более древних к более молодым):

1. Байкало-Саяно-Енисейская металлогеническая зона (области докембрийской складчатости).

2. Алтай-Саяно-Забайкальская металлогеническая зона (области салаирско-каледонской складчатости).

3. Алтай-Салаирская металлогеническая зона (области полициклической каледонско-герцинской складчатости).

Южно-Сибирскому байкало-каледонскому складчатому региону характерны некоторые общие черты геологического строения и развития, которые послужили основанием для выделения его в качестве единой полициклической металлогенической (по В.А.Кузнецову) и, в частности полиметаллической, провинции:

1. Единство геологического развития и формирования складчатых структур Алтай-Саянской области и Западного Забайкалья на основных стадиях их развития.

2. Полицикличность и неравномерность развития складчатых областей с неоднократной сменой режима геосинклинального и орогенного осадконакопления и магматизма и образованием комплексов пород протерозойского (байкальского), каледонского (салаирско-каледонского) и герцинского тектоно-магматических циклов.

3. Общий унаследованный план развития основных складчатых систем и зон длительно развивающихся глубинных разломов.

4. Зональное развитие провинции с последовательной сменой древних складчатых областей более молодыми по направлению от Сибирской платформы, последовательная консолидация более молодых складчатых зон с наращиванием кратона.

5. Широкое развитие явлений тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых областей, частичная регенерация геосинклинальных условий в ранее консолидированных областях под влиянием движений в эвгеосинклинальных зонах.

6. Единый унаследованный тип развития геологических и магматических формаций и основных черт металлогенической специализации верхнепротерозойского и палеозойских тектоно-магматических циклов и металлогенических эпох. Полицикличность минерализации выражается в проявлении однотипных рудных формаций на различных этапах развития региона.

Территориально в состав провинции объединяются три достаточно обширные и пространственно несколько изолированные складчатые области - Алтае-Саянская, Енисейский край и Западное Забайкалье, объединенные в региональном плане единством тектонического строения, геологического и металлогенического развития. В данном случае они выступают в ранге металлогенических областей. Специфику металлогеническому облику территорий создают некоторые частные особенности. Так, Енисейский край сложен преимущественно древними докембрийскими складчатыми комплексами краевых систем байкалд. В пределах полициклической, существенно каледонской, Алтае-Саянской складчатой области остро ощущается влияние герцинской тектоно-магматической и металлогенической эпохи. В Западном Забайкалье шире, чем где-либо, проявился разновозрастный гранитоидный магматизм и процессы мезозойской тектоно-магматической активизации древних складчатых сооружений со своей специфической металлогенией.

Полиметаллические месторождения в пределах Южно-Сибирской полиметаллической провинции представлены широким набором генетических и формационных типов. Наиболее важными промышленно-генетическими типами, которые в основном определяют металлогенетический облик провинции и создают основу минерально-сырьевой базы свинца и цинка, являются:

1. Стратифицированные колчеданно-полиметаллические месторождения, в различной степени метаморфизованные (Озёрное, Холоднинское и др.).

2. Стратифицированные месторождения галенит-сфалерит-пиритиновой формации (Горевское).

3. Стратиформные свинцово-цинковые с флюоритом и баритом месторождения в карбонатных породах (Таборное, Анайское, Луговое и др.).

4. Гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных толщах (Кызыл-Таштыг, Салаирское, Урское и др.).

Сосредоточены они в следующих рудных районах: 1) Енисейский край (Приангарский рудный район, Рассохинское рудное поле); 2) Северное Прибайкалье (Холоднинское рудное поле); 3) Западное Прибайкалье (Лено-Ирельский рудный район); 4) Западное Забайкалье (Еравнинский рудный район); 5) Восточная Тува (Улугуйская рудная зона); 6) Северо-Восточный Салаир (Салаирское, Урское рудные поля). Если иметь в виду не чисто металлогенетическое, а геолого-экономическое понимание полиметаллической провинции Южной Сибири, то, естественно, к ней примыкают и рудные районы Восточно-Забайкальской мезозойской полиметаллической провинции.

В качестве общих закономерностей размещения полиметаллических месторождений, можно достаточно определенно выделить в пределах разновозрастных складчатых поясов три типа структурно-формационных зон второго порядка, имеющих относительно четкую металлогенетическую специфику.

1. Вулканогенные энгеосинклинальные зоны (внутренние зоны геосинклинальных систем и внутригеоантиклинальные трюги). К ним приурочены вулканогенные гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические месторождения и отдельные скарново-полиметаллические рудопроявления.

2. Геоантиклинальные зоны и области перикратонных прогибов, сложенные преимущественно терригенно-карбонатными формациями (внешние зоны геосинклинальных систем и внутригеосинклинальные поднятия). Для них характерно формирование преимущественно свинцово-цинковых месторождений гидротермально-осадочного типа, стратиформных свинцово-цинковых месторождений с флюоритом и баритом сложного генезиса и жильных месторождений.

3. Линейные зоны тектоно-магматической активизации протерогенного и дейтероорогенного типов, контролируемые как четко выраженными глубинными разломами, так и скрытыми разломами фундамента.

подавляющее большинство колчеданно-полиметаллических месторождений, изученных на территории Алтае-Саянской складчатой области, Западного Забайкалья, Енисейского края, Байкало-Витимской геосинклинальной системы, можно уверенно отнести к образованиям, связанным с равнегеосинклинальным базальтоидным вулканизмом. Исключение составляют лишь месторождения Салаирского края, сформированные на поздних этапах каледонско-герцинской складчатой области в связи с проявлениями герцинской отраженной тектоно-магматической активизации в консолидированных структурах каледонид рамы Зайсанской геосинклинали [2, 5]. Большое значение для развития теории рудообразования, определения перспектив рудных районов и оценки конкретных месторождений имело установление важной роли в формировании ряда колчеданно-полиметаллических месторождений гидротермально-осадочных процессов, связанных с деятельностью поствулканических подводных гидротермальных систем [1]. Изучение слабо-метаморфизованных гидротермально-осадочных руд Озёрного месторождения, проведенное нами ранее, сыграло важную роль в выяснении условий образования и определении перспектив новых объектов в метаморфизованных отложениях докембрия, и в частности Холоднинского месторождения.

## 2. Условия образования и метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд в докембрии Северного Прибайкалья (Холоднинское месторождение)

Изучение полиметаллических месторождений в докембрии Енисейского края, Западного Прибайкалья и Северного Прибайкалья

показало, что наиболее продуктивными на полиметаллическое оруденение являются отложения верхнего протерозоя. Это относится как к отложениям эвгеосинклинальных зон, где профилирующим является колчеданно-полиметаллическое оруденение, так и миегеосинклинальных зон, где преобладают месторождения свинцово-цинковых руд. Важная роль в локализации оруденения принадлежит наложенным троговым структурам эвгеосинклинального типа развития, в заложении и строении которых решающую роль играют зоны глубинных разломов. Одной из подобных структур является Олоkitский синклинорий, приуроченный к переходной геоантиклинальной зоне Байгало-Витимского поднятия, к западной части Бодайбинского наложенного геосинклинального прогиба. В пределах Олоkitского синклинория (структурно-металлогенической зоны) расположено Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение и известен ряд рудопроявлений свинца и цинка.

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение является типичным представителем метаморфизованных и сложно дислоцированных стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений [3]. Расположено оно в юго-восточном крыле Олоkitского синклинория среди отложений черносланцевой карбонатно-терригенной формации верхнего протерозоя (ондокская свита), метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой ступени метаморфизма. Месторождение залегает в пределах Холоднинской синклинали, nasledующей структуру приразломной депрессии, пространственно тяготеющей к зоне Холоднинского глубинного разлома. С северо-запада и юго-востока рудное поле ограничено Авкитским и Тыйским разломами, оперяющимися Холоднинский разлом.

Холоднинская синклинальная структура запрокинута на юго-восток и как в крыльях, так и в ядерной части, осложнена складками более высоких порядков. Складчатые структуры рудного поля осложнены серией продольных разрывных нарушений взбросового характера, в меньшей мере — поперечными структурами. Важную роль в строении месторождения играют соскладчатые структуры тектонического разлинзования (будинажа) и зоны повышенной дислоцированности шарниров антиклинальных складок (кинг-зоны).

По своему генетическому типу Холоднинское месторождение

относится к метаморфизованным гидротермально-осадочным и сформировалось в условиях верхнепротерозойского эвгеосинклинального трогового прогиба в процессе поствулканической подводной гидротермальной деятельности. Изотопно-свинцовый возраст руд (900-1000 млн.лет) соответствует возрасту вмещающих оруденение пород. Все это предопределяет основные морфологические черты и характер рудной минерализации. Рудные тела имеют пластовый характер, достаточно выдержанные контуры, дислоцированы и метаморфизованы вместе с вмещающими толщами. Основные рудные залежи имеют мощности от единиц до нескольких десятков метров и прослеживаются по простиранию до нескольких километров. В разрезе рудовмещающей толщи ондокской свиты они залегают многоярусно, в виде серии сближенных тел, разделенных прослоями и горизонтами слабо минерализованных пород. Изменение залегания рудных тел зависит от складчатости вмещающих пород и блокового строения месторождения.

Установлена первичная зональность рудной зоны, выраженная в преобладании серноколчеданных и медноколчеданных руд в основании рудного горизонта и свинцово-цинковых руд - в верхних его частях. Первичная зональность осложнена изоклинальной складчатостью и процессами регенерации руд.

В формировании месторождения установлены два этапа рудообразования: гидротермально-осадочный и метаморфический. Отложение стратифицированных пластовых и линзообразных рудных залежей произошло на раннем этапе синхронно с накоплением вмещающих толщ, как результат деятельности подводно-гидротермальных систем. Это доказывается многими характерными чертами месторождения, основные из которых: пластовый характер рудных залежей, выдержанность рудного горизонта и повторяемость его в складчатой структуре месторождения, контрастность границ рудных пластов (слоев) и вмещающих черносланцевых терригенно-карбонатных пород, исключительно графит-слюдисто-кремнистая метаосадочная основа сульфидных руд, глобулярные формы первичного отложения сульфидов, сохранившиеся в реликтах, слоистый текстурный рисунок руд, участие главного рудного компонента - цинка в составе метаморфических алюмосиликатных минералов.

Процессы метаморфизма привели к перекристаллизации и час-

тичному перераспределению рудного вещества. Характерной чертой метаморфизма пород рудного поля является широкое развитие метасоматических процессов как на прогрессивной, так и на регрессивной его стадиях. Отмечается включение рудных элементов в состав породообразующих минералов метаморфических ассоциаций (ганит, цинковый ставролит и др.) [9].

Проведенные исследования позволяют считать, что роль метаморфизма в переотложении первичного рудного вещества и изменении первичных морфологических очертаний рудных залежей умеренна. Изучение морфологических особенностей рудных залежей, структуры месторождения, текстурно-структурных особенностей руд и масштабов распространения перекристаллизационных и переотложенных массивных кварц-пиритовых и кварц-сфалеритовых и реликтовых первично-слоистых разностей графит-кремнисто-сульфидных руд позволяет отнести месторождение к разряду метаморфизованных (параметаморфических). Перекристаллизация первичных, сингенетических с вмещающими породами руд происходит в основном в пределах первичных контуров рудных тел, с локальными проявлениями перераспределения рудных компонентов в процессах складчатых и разрывных дислокаций и незначительным изменением валового минерального состава руд.

Признаки метаморфизма руд Холоднинского месторождения сходны с подобными, изученными на месторождении Зангода (Курбинский рудный район) [8], и существенно отличаются по формам проявления от контактового метаморфизма руд, наблюдающемся на месторождениях Еравнинского рудного района.

Прямых генетических связей колчеданно-полиметаллического оруденения Холоднинского рудного поля с магматическими процессами не устанавливается. Парагенетически же проявление рудоносных гидротермальных систем увязывается с завершающими стадиями вулканических процессов, синхронных отложению пород ондокской свиты. В пределах рудного поля вулканогенные образования представлены согласными сложно-буженированными телами ортоамфиболитов, проблематичными метатUFFитами, а также небольшими субвулканическими интрузивными телами габро-диабазов и дайками амфиболитизированных диабазов. Положение рудного поля в блоке пород верхнего протерозоя, примыкающем к Холоднинскому (Чая-Нурундукавскому) глубинному разлому, прост-



ранственная и временная ассоциация руд с вулканогенными образованиями раннегеосинклинальной андезит-базальтовой формации подчеркивают тесную связь колчеданно-полиметаллического рудообразования с процессами глубинного базальтоидного магматизма [6,7].

### Литература

1. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Особенности проявления и роль гидротермально-осадочных процессов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири.-В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.-Новосибирск: Наука, 1976, с.94-103.
2. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири.-Новосибирск: Наука, 1977. - 350 с.
3. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Шобогоров П.Ч. и др. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холодинского месторождения.-В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.-Новосибирск: Наука, 1977, с.5-43.
4. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Пономарев В.Г. Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири.-В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых.-М.: Наука, 1978, т.ХП, с.162-168.
5. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Юга Сибири и их генетические особенности.-В кн.: Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений.-Свердловск, 1978, с.92-101.
6. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Пономарев В.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Северного Прибайкалья и их связь с эндогенными процессами.-В кн.: Магматизм и металлогения зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых.-Улан-Удэ, 1979, с.50-52.
7. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Пономарев В.Г. Формы связи колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири с процессами вулканизма.-В кн.: Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явле-

ния. —Тбилиси: Мецниереба, 1980, с.137-138.

8. Ковалев К.Р., Кочеткова К.В. О генезисе колчеданного месторождения Зангода в Западном Прибайкалье. —В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с.190-209.

9. Кочеткова К.В., Ковалев К.Р., Ковалева Л.Т. О цинксодержащем ставролите Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье). —ДАН СССР, 1979, т.246, № 2, с.452-456.

А.А.Тычинский, В.Г.Пономарев

### ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

Среди различных промышленно-генетических типов месторождений цветных металлов Сибири особо важное положение занимают месторождения свинца и цинка стратиформного типа, по условиям залегания подчиненные напластованию слоистых карбонатных и терригенно-карбонатных толщ докембрийского возраста. В общей теории рудообразования проблема генезиса месторождений этого типа была и остается одной из важнейших. Нередко выявленные особенности образования руд конкретного объекта распространяются на всю группу в целом. Между тем, обобщение оригинальных материалов о геолого-геохимических особенностях образования месторождений и рудопоявлений Горевского рудного узла в Енисейском крае, Сарданского-в Юго-Восточной Якутии и Лено-Ирельского-в Западном Прибайкалье привело авторов к выводу о том, что в этой обширной группе докембрийских свинцово-цинковых месторождений намечаются различия отдельных ее членов, связанные с условиями формирования рудных концентраций, источниками металлов и спецификой геологической истории.

Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения рассматриваются нами как частный случай стратиформных месторождений. По своим геотектоническим особенностям они размещаются в подвижных поясах, возникших в докембрии в связи с активизацией краевых зон Сибирской платформы —Енисей-

ский край на западе (Горевский рудный узел) и Идомо-Майский прогиб на востоке (Сарданский рудный узел), а в пределах последних в краевых частях геосинклинальных областей - мнгогеосинклиналях. Свинцово-цинковое оруденение имеет отчетливый литолого-фациальный и стратиграфический контроль.

Рудовмещающими являются толщи седиментационно-диагенетических доломитов или слабодоломитистых известняков с прослоями глинистых сланцев мелководных фаций, отлагавшихся в неспокойной тектонической обстановке (смена трансгрессий регрессиями) в небольших по площади изолированных рифтоподобных и мульдообразных иловых впадинах палеобассейна на склонах древних палеоподнятий. В Юго-Восточной Якутии это Бас-Дьукатское поперечное палеоподнятие, а в Енисейском крае - Юго-Восточное (Горевско-Кулаковское). В карбонатных породах характерно присутствие кремнистого материала и иногда углеродистого вещества, вкрапленности, слойков и конкреционных стяжений пирита. Отмечаются горизонты с фосфатными, карбонатными или кремнистыми конкрециями, в трещинках синерезиса которых встречены шпирит, сфалерит или галенит. Накоплению в палеобассейнах карбонатных илов соответствовали периоды аридизации климата на выветривающейся суше. В соседних регионах на этих же уровнях фиксируются следы проявления синхронного базальтоидного и подчиненного ему кислого вулканизма, часто калий-натрового уклона.

В толще рудовмещающих отложений потенциально промышленное оруденение свинца и цинка тяготеет к узкому стратиграфическому интервалу. В Енисейском крае это верхняя часть токминской свиты позднего протерозоя, а в Юго-Восточной Якутии - верхняя часть идомской свиты венда [9]. В глинистой составляющей карбонатных пород на уровне рудных горизонтов постоянно отмечается повышенная концентрация свинца и цинка, которую можно объяснить постушением рудных компонентов в еще нелигифицированные или слабо лигифицированные карбонатные илы. Еще одной из характерных особенностей геохимии рудовмещающих толщ является присутствие в них, а также в жильных карбонатах, сопровождающих оруденение, значительного количества углеводородов; причем в отдельных случаях содержание метана превышает кларковое на 3-4 порядка. Анализ рассеянных газов показал

преобладание предельных углеводов над непредельными и высокое содержание в ряде проб геллия [3].

Палеотектонический контроль стратифицированного оруденения проявлен в приуроченности рудных залежей к крыльям синклиналей и пространственно к ограничивающим их разломам [4, II]. Согласно геофизике ряд месторождений тяготеет к наиболее сложно построенным узлам разнонаправленных диагональных разломов, сопряженных со структурами кольцевого типа.

Рудные залежи состоят из пласто-, линзо- и столбовидных тел (массивные, полосчатые, вкрапленные, послойно-вкрапленные и т.д. руды), залегающих, в общем, согласно с генеральной сложностью терригенно-карбонатных толщ. Наряду с этим, закартированы рудные тела (прожилковое и прожилково-вкрапленное оруденение), ориентированные под углом к слоистости. Богатые руды разделяются бедными или слабо оруденелыми породами. Признаки окolorудного изменения боковых пород вблизи рудных залежей практически отсутствуют [6, 7, 8]. Отсутствуют также и признаки связи оруденения с интрузивными образованиями района [10].

В целом стратифицированные руды геохимически однотипны. Главные рудные минералы - сфалерит и галенит; пирит и пирротин подчинены им количественно. Сульфиды меди крайне редки. Нерудные минералы - доломит, сидерит, анкерит, кварц. Взаимоотношения минералов в рудах свидетельствуют о подвижности и, видимо, неоднократном перемещении рудных компонентов как на стадии седиментогенеза, так и в последующих постседиментационных процессах. Главные элементы-примеси в рудах - кадмий, серебро, германий и ртуть.

Суждения о палеотемпературах формирования руд базируются на результатах гомогенизации газово-жидких включений и изотопной термометрии. Согласно этим данным, рудообразование проходило при умеренных температурах порядка 100-150-250°C. Изотопный состав серы сульфидов указывает на первично сульфатный источник серы [2, 3]. Видимо, восстановление сульфатной серы и гомогенизация ее изотопов были отделены во времени от рудотолжения. Изотопный состав свинца реликтовых руд тождествен такому вмещающих пород и "удревняется" или "омолаживается" в рудах переотложенных.

В формировании свинцово-цинковых месторождений следует различать, по крайней мере, два этапа. Первый, гидротермально-осадочный, проходил в условиях накопления осадков глинисто-карбонатной фации в палеобассейнах с повышенной соленостью и восстановительной средой придонных иловых вод. В этот этап образуются рудовещающие породы и синхронные им рудные концентрации свинца и цинка. Последние поставляются на дно бассейна термальными растворами. Источником растворов представляется либо локальный глубинный магматический очаг позднепротерозойского возраста, питавший как рудные, так и известные в районе магматические проявления, либо активизированные в ходе вулканической деятельности в соседних районах захороненные рассолы. Кристаллизация минералов из поступавших по зонам повышенной проницаемости на дно палеобассейна растворов подчинялась законам седиментогенеза, естественно, с поправкой на давление и температуру. Необходимо учитывать также и то, что растворы были достаточно нагретыми и, следовательно, параллельно с седиментогенезом в толще илов или слаболигифицированных осадков, вероятно, довольно широко протекали и процессы синхронного метасоматоза, за счет чего руды и приобретают в ряде случаев гидротермально-метасоматический облик. Второй этап, постседиментационный, выразился в перекристаллизации руд и частичном перераспределении рудного вещества в зонах повышенной проницаемости.

Стратиформные свинцово-цинковые (с флюоритом и баритом) месторождения, объединяемые в Прибайкальский полиметаллический рудный пояс, залегают в карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях Прибайкальского и Патомского перикратонных прогибов рифейского возраста (внешний миогеосинклинальный пояс байкалд), приурочиваясь пространственно к областям краевого шва Сибирской платформы.

По своим генетическим особенностям эти месторождения в отличие от рассмотренных выше являются сингенетично-эпигенетическими, образованными преимущественно за счет мобилизации и перераспределения рудного вещества в процессе регионального динамотермального и гидротермального метаморфизма этапов тектоно-магматической активизации [16,17].

Изученное в Западном и Северо-Западном Прибайкалье оруде-

нение проявлено на двух стратиграфических уровнях - в тальково-карбонатных породах улунтуйской свиты (средняя часть разреза байкальского комплекса) и в горизонтах доломитизированных известняков и доломитов голоустенской свиты (нижняя часть разреза). Уровни с цинк-свинцовой минерализацией отвечают накоплению осадков в морской обстановке при максимальной трансгрессии бассейна и времени проявления в областях питающих провинций аридного и семиаридного климата. Особенности режима седиментогенеза рудомещающих пород и характер сравнительного распределения в них рудогенных элементов позволяют считать, что значительная доля рудных компонентов поставляется из глинистого вещества этих пород в процессе метаморфических преобразований.

Рудные тела представлены пластообразными залежами вкрапленных, прожилково-вкрапленных, в меньшей степени массивных и полосчатых руд галенит-сфалерит-флюоритового состава, формирующихся на контактах пород с разными физико-механическими свойствами и имеющих все признаки гидротермально-метасоматического происхождения [13,16].

Исследование минералообразующих сред (по данным изучения газовой-жидких включений рудных, жильных и породных минералов) из месторождений Прибайкальской части рудного пояса показало [1] участие в рудообразовании двух типов растворов: отвечающих ювенильным растворам (нагретый до 200-250°C сложный флюид с относительно низкой солевой концентрацией, с преобладанием солей калия над натрием) и сопоставимых с захороненными морскими рассолами (высококонтрированный раствор, обогащенный углеводородами и сероводородом с преобладанием солей натрия над калием и температурой не выше 140-160°C).

Свинцово-изотопные исследования [12,13,14,15,16] выявили принадлежность рудных (и породных) свинцов месторождений рудного пояса к аномальным свинцам Дж-типа (Джоплин-тип по Гаутермансу). Установлено, что этот свинец в простейшем случае имеет двухстадийное развитие с повышенным U/Pb отношением во вторую стадию развития и является свинцом корового происхождения. Оценка возраста источников рудного вещества и возраста рудной минерализации отражает длительную эволюцию процесса рудогенеза.

По условиям и особенностям процесса рудообразования (характер и состав рудообразующих растворов, изотопный состав рудных свинцов и т.д.) стратиформные месторождения Прибайкалья сопоставляются с оруденением "миссисипского типа", что значительно расширяет их перспективы.

### Литература

1. Гибшер Н.А., Каргальцев С.В., Тычинский А.А., Баулина М.В. Физико-химические условия образования руд свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа Западного Прибайкалья. -В кн.: Тезисы VI Всесоюз.совещ. по термобарогеохимии. Термобарогеохимия и рудогенез.-Владивосток, 1978, т. II, с.96-97.
2. Гриненко Л.Н., Артеменко В.М., Пономарев В.Г. Соотношение изотопов серы в рудах и породах Горевского свинцово-цинкового месторождения.-В кн.: УШ Всесоюз.симпозиум по стабильным изотопам в геохимии.-М., 1978, с.51-53.
3. Гриненко Л.Н., Заири Н.М., Пономарев В.Г., Ручкин Г.В., Тычинский А.А. Изотопный состав серы и углерода руд и пород свинцово-цинковых месторождений Сарданского рудного узла.-Геол.рудных месторождений, 1978, № 3, с.57-73.
4. Дистанов Э.Г., Пономарев В.Г. Геологические и минералого-геохимические признаки условий и механизма образования руд Горевского месторождения.-Геол.и геофиз.,1980, № 12, с.27-37.
5. Косалс Я.А., Тычинский А.А., Рипш Г.С., Шипилов Л.Д. Проблема источников рудного вещества редкометаллических и полиметаллических месторождений Западного Забайкалья.-В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.-Новосибирск: Наука, 1979, с.91-107.
6. Пономарев В.Г. Главные признаки синхронности отложения колчеданно-полиметаллических руд с рифейскими толщами Рассохинского рудного поля (Енисейский край) и вопросы их генезиса.-В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.-Новосибирск: Наука, 1977,с.80-118.
7. Пономарев В.Г. Вопросы сингенетичности и эпигенетичности докембрийского свинцово-цинкового оруденения на Енисей-

ском криже.-В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.-Новосибирск: Наука, 1979, с.107-117.

8. Пономарев В.Г., Пономарева Л.Г. О природе граната в рудообразующих толщах и рудах Горевского полиметаллического месторождения (Енисейский криж).-В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии.-Новосибирск: Наука, 1976, т.Х, с.185-191.

9. Пономарев В.Г., Тычинский А.А., Акульшина Е.П. Главные особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в докембрийских карбонатных толщах Сибири.-Геол.и геофиз., 1977, № 8, с.11-15.

10. Пономарев В.Г., Тычинский А.А., Ушакова А.И., Сараев С.В. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в докембрийских карбонатных толщах складчатого обрамления Сибирской платформы.-В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии.-Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1978, с.138-140.

11. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях веда Юго-Восточной Якутии.-Новосибирск: Наука, 1979.-232 с.

12. Тычинский А.А. Изотопный состав свинца и проблема неоднородности рудного вещества.-В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.-Новосибирск: Наука, 1976, с. 248-259.

13. Тычинский А.А., Перовский И.Г., Шипилов Л.Д. Особенности рудообразования и источники рудного вещества свинцово-цинковых телетермальных (стратиформных) месторождений Сибири.-В кн.: Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов.-Новосибирск: Наука, 1976, с.54-64.

14. Тычинский А.А., Пономарев В.Г., Гриненко Л.Н., Шипилов Л.Д. Некоторые особенности процесса рудообразования стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири в свете изотопных исследований.-В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.-Новосибирск: Наука, 1979, т.П, с.81-89.

15. Тычинский А.А., Пономарев В.Г., Шипилов Л.Д.Изотопные вариации рудных свинцов стратиформных свинцово-цинковых мес-



торожений Сибири.—В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов.—Новосибирск: Наука, 1980, с. II3-II9.

16. Тычинский А.А., Синчук Ю.А., Шипилов Л.Д., Перовский И.Г. Источники рудного вещества и вопросы генезиса свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа (Прибайкальский полиметаллический рудный пояс).—В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1977, с.43-80.

17. Тычинский А.А., Шипилов Л.Д., Баулина М.В. О роли среднепротерозойского магматизма в образовании стратиформных свинцово-цинковых месторождений Прибайкалья. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых.—Улан-Удэ, 1979, с.63-64.

В.А.Скурицин

#### ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА РУДНЫХ ПОЛЕЙ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Изучение магматизма рудных полей молибденовых и медно-молибденовых месторождений проводилось в юго-западной, северо-восточной и восточной частях Забайкалья. Эта рудоносная провинция является частью Тихоокеанского рудного пояса, вдаваясь далеко на запад вдоль активизированных сооружений. В тектоническом отношении рассматриваемая территория включает в себя зоны байкальской, каледонской и герцинской складчатости и относится к западному звену Монголо-Схотской субширотной структуры. Район претерпел в мезозое интенсивную тектоно-магматическую активизацию. Особое значение для металлогенических исследований имеет среднепротерозойско-раннепермская стадия активизации.

Анализ размещения молибденовых месторождений показывает, что они ассоциируют с различными по составу и условиям образования субвулканическими гранитоидами, для которых иногда устанавливается комагматичность с эффузивами; дайками и што-

ками порфиновых пород и крупными гипабиссальными массивами, которые, скорее всего, являются вмещающими породами для оруденения. Часто эти магматические образования, рудопроявления и месторождения группируются в протяженные рудные пояса.

Примером таких крупных региональных структур служит Селенгино-Олёкминский вулcano-плутонический пояс, который развивался на сложном складчато-глыбовом фундаменте байкальского и каледонского этапов консолидации. Пояс разделен на ряд зон, простирающихся на юго-запад и северо-восток; главными из них являются: Северо-Монгольский металлогенический (В.И.Сотников) или Орхон-Селенгинский и Западно-Забайкальский пояса.

Исследованные рудные поля располагаются в Западно-Забайкальском металлогеническом поясе: Кударинское рудопроявление - в его южной части, Харитоновское - на западной окраине Удино-Витимской структурно-формационной зоны. Оба рудопроявления приурочены к полям развития гранитоидов второй фазы бичурского комплекса (Р-Т). Для них характерна отчетливая блоковая структура, определяющаяся разломами субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений. В местах пересечения разломов внедрялись небольшие (до 10 кв.км) штоки плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов, в эндо- и экзоконтактных частях которых наблюдается медно-молибденовое оруденение.

В пределах рудоносного штока Харитоновского рудопроявления по петрографическому и химическому составам выделены следующие группы пород: гранит-порфиры, мелкозернистые граниты, гранодиорит-порфиры. Химический состав гранит-порфиров характеризуется высоким содержанием кремнезема ( $s = 80,4-83,7$ ), щелочных алюмосиликатов ( $a = 11,8-16,2$ ), незначительным количеством полевошпатовой извести ( $c = 0,5-1,5$ ) и фемических компонентов ( $b = 1,7-2,2$ ). Лейкократовая часть пород резко преобладает над цветной, а отношение  $b : (a + c + d)$  равно  $2,2:47,8$ ; в меланократовой части количество железа превышает количество магния (отношение  $f' : m'$  достигает  $98,1:1,1$ ). По содержанию щелочей ( $Na + K = 8,2-9,14\%$ ) гранит-порфиры относятся к породам повышенной щелочности. Отношение щелочей ( $n = 39,4-61,5$ ) указывает на их принадлежность к натро-калиевому уклону.

Группе гранодиорит-порфиров свойственно пониженное количество кремнезема ( $\alpha = 69,6-71,7$ ) и повышенное — темноцветных компонентов ( $\beta = 9,5-10,5$ ). Породы группы богаче магнемом, а отношение  $f' : m' = 58:35$ . Содержание полевошпатовой извести  $c = 4,5-4,7$ . Гранодиорит-порфиры, как и гранит-порфиры, обогащены щелочными алюмосиликатами ( $\alpha = 14,4-15,4$ ). Общее количество щелочей в породах составляет 7,5%, а отношение щелочей ( $n$ ) достигает 74,3%.

Кроме магматизма медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений Забайкалья [2] были изучены мезозойские гранитоиды Ореkitканского вольфрам-молибденового месторождения. Ореkitканское рудное поле расположено в северо-восточной части Селенгинно-Олекминского металлогенического пояса (восточная часть Удино-Витимской структурно-формационной зоны) и приурочено к области мезозойской тектоно-магматической активизации. В его пределах выделяются два гранитоидных комплекса: палеозойский и мезозойский. Палеозойский комплекс представлен батолитом крупно-среднезернистых биотитовых гранитов. Мезозойский комплекс — небольшими телами гранитоидов, вытянутых в северо-западном направлении. Формирование комплекса мезозойских гранитов происходило в три фазы: первая фаза — порфировидные граниты с дымчатым кварцем, вторая фаза — мелко-среднезернистые граниты, третья — гранит-порфиры. Основная роль в рудном поле Ореkitканского месторождения принадлежит штоку мезозойских гранитов, гранит-порфиров и сопровождающим его дайкам гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов. Массив имеет в плане почти изометричную форму с незначительным овальным выступом в восточной части.

Рассмотрение петрохимических особенностей главных групп пород мезозойских гранитоидов показало, что гранит-порфиры характеризуются высоким содержанием кремнезёма ( $\alpha = 80,7 - 82,8$ ), щелочных алюмосиликатов ( $\alpha = 14,2-17,2$ ), незначительным содержанием железо-магnezияльных компонентов ( $\beta = 2,2-3,1$ ) и полевошпатовой извести ( $c = 0,2-1,1$ ). Общее количество щелочей достигает 9,86%, а отношение щелочей ( $n$ ) колеблется от 51,5-61,2. Мелкозернистым гранитам также свойственно высокое содержание кремнезёма ( $\alpha = 78,4-83,4$ ), щелочных алюмосиликатов ( $\alpha = 14,2-16,9$ ), несколько меньше, чем в гранит-порфирах,

содержание железистых компонентов ( $b = 0,9-3,0$ ). Количество щелочей ( $Na + K$ ) колеблется от  $7,9-9,8\%$ , а их отношение ( $n$ ) —  $40,8-59,3\%$ .

Оценивая общую щелочность, необходимо отметить, что все породы относятся к щелочному (граносиенитовому) уклону ( $a \geq 12,5$ ). Уровень общей щелочности, определяемый по сумме  $Na+K$  различный, но в основном подтверждает щелочность, определенную по параметру "а". Во всех группах пород лейократовая часть преобладает над цветной: отношение  $b : (a+c+Q)$  колеблется от  $3,1:47,4$  до  $1,9:51,0$  в меланократовой части пород железо резко преобладает над магнием ( $f' : m' = 38,8-0,1$ ). Степень окисления железа значительно изменяется в пределах каждой группы пород: так в гранит-порфирах она варьирует от  $0,24-0,51$  (среднее —  $0,38$ ), в мелко-среднезернистых гранитах —  $0,20-0,81$  (среднее —  $0,46$ ), что позволяет делать предположение о различной активности кислорода во время формирования пород.

Для мезозойских гранитоидов рудного поля выделены характерные акцессорные минералы: монацит, ильменит, ортит, флюорит, апатит, циркон. Анализ наиболее информативного акцессорного минерала — апатита, показал своеобразное распределение в нем редкоземельных элементов ( $\sum Ce - \sum Y_1 - \sum Y_2$ ). При рассмотрении содержания лантаноидов отмечается, что в мезозойских гранитоидах присутствует апатит с существенно периевным составом редких земель, характерных для щелочных и субщелочных магм. Апатит из палеозойских гранитов отличается низким содержанием  $\sum Ce$  и увеличением роли суммы иттриевых земель ( $\sum Y_1 + \sum Y_2$ ). Апатиты из мезозойских интрузивных образований близки между собой по содержанию фтора ( $3,53-3,85\%$ ); в апатитах из палеозойских гранитов количество фтора несколько снижается ( $2,20-3,24\%$ ) и появляется хлор ( $0,37\%$ ).

В интрузивных образованиях рудных полей медно-молибденовых (Жирекенское, Шахтаминское) и вольфрам-молибденового (Ореkitканское) месторождений Забайкалья изучен биотит [3,4], минерал хорошо отражающий специфику минералообразующей среды, изменения щелочности расплава, насыщенности его летучими компонентами и температуру кристаллизации.

Главные выводы из изучения составов биотитов медно-молиб-

денных месторождений таковы: а) большинство биотитов из гранитоидных пород Бушулейского и Шахтаминского плутонов, являющихся вмещающими для субвулканических массивов жирекенского, шахтаминского комплексов и оруденения, имеют низкие коэффициенты железистости [3], степени окисления, титанистости и повышенные — магнизиальности. По агпайности и глиноземистости они соответствуют преимущественно группе повышенной щелочности; б) биотиты из пород субвулканических комплексов, с которыми парагенетически связано медно-молибденовое оруденение, также обладают низкой общей и частной железистостью, для большинства из них характерна высокая степень замены  $Si^{4+}$  на  $Al^{3+}$ . По коэффициентам агпайности, глиноземистости, отношениям  $\frac{Mg+Fe}{Al}$  и  $\frac{Si}{Al}$  биотиты принадлежат в основном группе с повышенной щелочностью. Судя по составам биотитов, образование соответствующих им гранитоидных пород субвулканических комплексов рудных полей медно-молибденовых месторождений Восточного Забайкалья происходило при повышенном режиме щелочей; в) отмечается много общих черт в составе биотитов пород субвулканических комплексов (жирекенского, шахтаминского) и вмещающих плутонов. Эта общность может быть объяснена вовлечением пород Бушулейского и Шахтаминского плутонов в процессе субвулканического магматизма или указывать, что между породами комплексов существует отдаленная глубинная связь. К биотитам субвулканических комплексов близки биотиты эксплозивных брекчий [1], сопровождающих становление субвулканических массивов.

Анализ составов биотитов гранитоидных пород мезозойского (рудноносного) и палеозойского комплексов Ореkitканского вольфрам-молибденового месторождения [4] показал: а) биотиты резко отличаются по степени окисления железа (в первых ее среднее значение равно 56,7%, во-вторых — 26,6%), отношению  $\frac{Fe^3}{\sum Fe+Mg}$ , что позволяет делать вывод о формировании пород мезозойского комплекса на меньших глубинах, по сравнению с глубиной формирования палеозойских гранитоидов; б) биотиты гранитов мезозойского и палеозойского комплексов отличаются по соотношению окиси магния, окисного и закисного железа; для биотитов мезозойских гранитов характерно большее содержание ( $Fe_2O_3+TiO_2$ ) и меньшее — ( $FeO+MnO$ ); в) по отношению глинозе-

мистости и железистости, апгаитности, отношению  $\frac{Mg+Fe}{Al}$  и  $\frac{Si}{Al}$  биотитов можно делать вывод, что образование гранитоидов мезозойского комплекса происходило при более повышенном режиме щелочей, по сравнению с условиями формирования палеозойских гранитов. Породы палеозойского комплекса образовывались из высокотемпературных расплавов, бедных водой. Для пород мезозойского комплекса характерны менее стабильные условия; они формировались из высокотемпературных расплавов при несколько больших колебаниях в режиме щелочей и воды [4].

Особенности магматизма рудных полей изученных молибденовых месторождений Забайкалья сводятся к следующим положениям:

1. Формирование субвулканических гранитоидов, с которыми ассоциирует оруденение, связано с мезозойской активизацией древних складчатых структур.

2. Штоки и дайки порфировых пород локализуются в местах пересечения региональных разломов и более мелких тектонических нарушений.

3. Интрузивные тела с многочисленными апофизами имеют небольшие размеры (до 10 кв.км) и сложную форму, часто они сопровождаются эксплозивными брекчиями.

4. Петрографический состав пород, слагающих штоки, не отличается большим разнообразием, в основном они представлены гранит-порфирами, лейкократовыми мелкозернистыми гранитами, гранодиорит-порфирами; дайковая фация более разнообразна - гранит-порфиры, кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, лампрофиры.

5. Наиболее распространенные группы пород субвулканических комплексов в рудных полях медно-молибденовых рудопроявлений характеризуются следующими петрохимическими особенностями:

а) для группы гранит-порфиров, свойственны высокие содержания кремнезема, щелочных алюмосиликатов, незначительные количества полевошпатовой извести и феррических компонентов, непостоянное отношение щелочей; большая часть пород группы относится к натро-калиевому уклону;

б) для аналогичных пород вольфрам-молибденового месторождения также характерны высокие содержания кремнезема, щелочных алюмосиликатов и низкие - полевошпатовой извести, железо-магнетизальных компонентов. Породы обладают повышенным количеством

щелочей, а отношение щелочей свидетельствует о принадлежности их к натро-калиевому уклону;

в) группе гранодиорит-порфиров характерно пониженное количество кремнезема и повышенное – темноцветных компонентов, полевошпатовой извести, щелочных алмосиликатов; в породах группы возрастает количество магния. По отношению щелочей породы относятся к кали-натровому уклону.

6. Изучение состава биотитов из магматических комплексов, с которыми связано медно-молибденовое и молибденовое оруденение показывает, что образование пород происходило при повышенном режиме щелочей, но, несмотря на близость петрохимических составов, биотиты пород медно-молибденовых месторождений характеризуются несколько большим содержанием  $MgO$  и меньшим ( $Fe_2O_3+TiO_2$ ), чем биотиты мезозойских гранитов Ореkitканского рудного поля.

#### Литература

1. Никитина Е.И., Скуридин В.А., Сотников В.И. Жирекенит-порода из фронтальной части зон эксплозивного брекчирования. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. 1978, т.10, с.175–184.

2. Скуридин В.А., Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Проскуряков А.А. Формация субвулканических гранитоидов южного обрамления Сибирской платформы и медно-молибденовое оруденение. – В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. – Алма-Ата, 1976, т.2, с.192–194.

3. Скуридин В.А., Сотников В.И. Биотиты из интрузивных образований рудных полей медно-молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. – В кн.: Геология и генезис редкометаллических и полиметаллических месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1978, с.117–136.

4. Скуридин В.А., Сотников В.И. О составе биотитов гранитоидных пород Ореkitканского рудного поля (З.Забайкалье). – Геол. и геофиз., 1981, № 4.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ  
КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На основе исследования глубокоовскрытых рудных полей Салаирского края (Салаирское, Каменушское, Урское, Ускандинское), Рудного Алтая (Зыряновское, Тишинское) и Урала (Гайское, Дегтярское) установлен ряд особенностей рудной зональности и предложены способы практического использования установленных закономерностей в процессе прогнозирования, разведки и отработки рудных залежей.

Разработаны эффективные математические и графические методы обработки массовой геохимической информации, которые позволили выявить неизвестные ранее мелкоконтрастные формы рудной зональности, отвечающие различным формационным и минеральным типам колчеданно-полиметаллических месторождений. Впервые установлена многоэтажно-ритмическая, повторяющаяся рудная зональность, изучены и существенно уточнены физико-химические и термодинамические параметры рудообразующих систем (температурный и флюидный режим магматических процессов, градиенты температур в зонах рудоотложения, состав гидротермальных растворов), обоснована парагенетическая связь колчеданно-полиметаллических месторождений плутоногенной формации с порфировыми интрузиями, разработаны методы палеоконструкции флюидных динамических систем и способы генетической интерпретации рудной зональности [6,7,8,12,13,14].

Формационный облик колчеданно-полиметаллических месторождений определяется ассоциациями с вулканогенно-осадочными породами, приуроченностью к ореольным зонам гипабиссальных и субвулканических интрузий порфиров и порфиритов (плутоногенная формация), рудоконтролирующим влиянием зон расслаивания и сетчато-трещинных зон, развитием оруденения в близповерхностных условиях и т.д. [1,6,11].

Плутоногенные колчеданно-полиметаллические месторождения характеризуются близкими значениями температур начала кристаллизации (1150–1350°C) и затвердевания (800–900°C) прерудных порфировых интрузий, однотипным составом связанных с



ними летучих компонентов ( $N_2$ ,  $CO_2$  и незначительными концентрациями  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_2S$  и др.), развитием в порфирировых интрузиях автометаморфических процессов и отложением рудной минерализации в условиях значительных вертикальных градиентов температур ( $0,1-0,5^{\circ}$  на  $1$  м). Зоны максимального отложения колчеданно-полиметаллической минерализации ограничены изотермами от  $350-400^{\circ}C$  до  $100-150^{\circ}C$  [6,7,9].

По вещественным и структурным показателям наиболее существенные различия отмечаются для вулканогенно-осадочных (вулканогенная формация) и внутрикоровых месторождений (вулканогенная и плутоногенная формации). Среди последних обособляются полиметаллические и барито-полиметаллические минеральные типы. Что же касается эпигенетических и колчеданно-полиметаллических месторождений вулканогенной и плутоногенной формаций, то они характеризуются сходными тенденциями вещественной и структурной зональности и различаются лишь в некоторых деталях [6,8,10].

Среди изученных месторождений преобладает "прямая" зональность оруденения, которая свидетельствует о формировании оруденения в пределах моноклинально залегающих расчленованных толщ (Салаирское, Каменушинское и другие рудные поля), брахиантиклинальных (Звяновское месторождение) и вулкано-купольных структур (Гайское месторождение). В своеобразных формах проявляется зональность оруденения Озерного вулканогенно-осадочного месторождения, которая определяется морфологией конседиментационной грабен-синклинальной структуры. Данные особенности зональности исследованных месторождений свидетельствуют о том, что в послерудный период не происходило существенных изменений первичного залегания рудных залежей. Вместе с тем для некоторых месторождений (Дегтярское) или на их отдельных участках установлены признаки "обратной" зональности, свидетельствующие об их регенерации [4].

Процесс формирования промышленных скоплений колчеданно-полиметаллической минерализации является многостадийным, причем относительная интенсивность проявления соответствующих стадий минерализации определяет особенности пространственной локализации рудных столбов. Это находит свое отражение в образовании своеобразных типов ядерно-зональных структур рудных

столбов, обусловленных пространственной приуроченностью скопленений полиметаллической минерализации к "ядрам" колчеданных руд. Одним из ведущих факторов, контролирующих морфологические особенности и ориентировку рудных столбов, является структура рудовмещающей толщи. В частности, в структурах "сквозного" типа (план-параллельные зоны расланцевания) формируется система крутопадающих рудных столбов, а в структурах "закрытого" или "полузакрытого" типа (антиклинальные сооружения) преимущественным развитием пользуются пологозалегающие рудные столбы. Внутренняя структура рудных тел в значительной степени зависит от элементов пологой и крутоосной флексурной складчатости [6].

Общие тенденции вещественной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений определяются прежде всего размещением продуктов упомянутых стадий минерализации, при котором зоны медноколчеданной минерализации преимущественно тяготеют к нижним (корневым) участкам рудных тел, а полиметаллической — к верхним (прифронтальным). Данные тенденции усложняются многоэтажно-ритмическим распределением зон повышенных концентраций, линейных запасов и соотношений рудных компонентов. Анализ материалов показывает, что для изученных колчеданно-полиметаллических месторождений типична полиритмическая вертикальная зональность, причем моноритмическая зональность обнаруживается лишь для объектов глубоко денудированных или недостаточно разведанных. Среди исследованных месторождений преобладают трех-, четырехритмовые типы зональности [8].

В пределах отдельного зонального макроритма вертикальную последовательность максимумов концентраций ведущих рудообразующих компонентов можно представить в следующем идеализированном виде (снизу вверх): пирит-халькопирит-сфалерит-галенит-барит. Подобная зональная последовательность рудных компонентов соответствует "классической" схеме зональности, но в отдельных случаях искажается за счет переменного положения или выпадения отдельных зон. Наиболее полные зональные ритмы развиваются в верхних участках рудных тел и месторождений, а в нижних — чаще наблюдаются сокращенные колонки. Модальные значения вертикальных амплитуд ритмов составляют (снизу вверх): 350, 190, 150 и 130 м, причем для месторождений медноколчедан-

ного типа высота нижнего ритма достигает 550 м.

Относительные концентрации ведущих рудообразующих компонентов характеризуются радиально-концентрическим и реже - волновым типом пространственного распределения.

Наряду с рассмотренными выше формами проявления макроритмической зональности, масштабность которой измеряется сотнями и реже - десятками метров, ритмическое построение зон наблюдается и в более мелком масштабе.

Для решения перспективных вопросов эксплуатации месторождений и рационального направления детальных разведочных работ возникает необходимость оконтуривания и оперативного глубокого прогнозирования известных рудных залежей. Критерии качественного локального прогнозирования скрытого оруденения основаны на реконструкции первоначального залегания рудных залежей, анализе путей миграции рудообразующих растворов в период формирования месторождений, выявлении признаков повторяющейся, ритмической зональности и установлении пространственно-временных связей с определенными типами вулканогенных и интрузивных пород [8].

В ходе составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт в палеовулканических областях наряду со структурно-литологическими факторами следует выделять субвулканические и гипабиссальные порфировые комплексы. Признаки потенциальной рудоносности последних определяются проявлением следующих процессов: аутометаморфизмом порфировых интрузий и формированием ореольных зон ("порфиризации", по Г.Л.Поспелову, 1955, 1960) в их экзоконтактах, способности магматических тел к образованию тонких инъекций во вмещающие породы, формированием полосчатых ("флюидальных") текстур и "взрывных" брекчий, обогащением магматических расплавов "кислыми" газами (по данным анализов первичных магматических включений в минералах) и т.д.

Методика количественного прогнозирования скрытого оруденения, которая использовалась в данной работе, основана на аппроксимации пространственных распределений концентраций, соотношений и линейных запасов рудных компонентов поверхностями тренда и расчете этих величин за пределами разведанных контуров рудных залежей. Данная методика позволяет автоматизировать

с помощью ЭВМ оперативный подсчет запасов, локальный прогноз скрытого оруденения и уточнение контуров рудных залежей по мере пополнения разведочных данных. Путем интегрирования тренд-поверхности распределения запасов можно вычислить запасы металла и руды в пределах рудного тела или отдельного его блока:

$$Q = \left[ \int_{a_1}^{a_2} \int_{b_1}^{b_2} f(x, y) dx dy \right] \cdot q \cdot 0,01 \cdot k,$$

где  $f(x, y)$  - уравнение тренд-поверхности;  $a_1, a_2, b_1, b_2$  - пределы интегрирования;  $q$  - объемный вес руды;  $0,01$  - переходный коэффициент;  $k$  - масштабный коэффициент. Для приближенной оценки запасов можно использовать средние значения объемного веса руды, однако для более точных подсчетов необходимо учитывать пространственное изменение объемного веса руды путем обработки данных непосредственных измерений или используя корреляционные связи с концентрациями рудных компонентов.

В зависимости от пределов интегрирования можно оценить разведанные и прогнозные запасы, причем с уменьшением плотности разведочной сети и удалением от разведанных контуров рудной залежи достоверность экстраполяционной оценки запасов снижается. На примере Тишинского месторождения показано, что даже при четырехкратном разрежении плотности разведочной сети точность подсчета запасов не выходит за пределы 95%-ного уровня, однако замкнутые прогнозные контуры рудных залежей можно получить только в случае сходящихся тенденций. В качестве дополнительного обоснования полученных границ могут служить определенные структурно-геологические, геохимические и геофизические корреляции [2,3].

Выявленные закономерности рудной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений позволили наметить перспективы скрытого оруденения и могут служить основанием для постановки дальнейших поисково-разведочных работ. В соответствии с детальностью исследований, по ряду месторождений (Тишинское, Салаирское) приводится прогнозная оценка глубоких горизонтов и флангов, а по другим - подчеркиваются те особенности рудной зональности, на которые следует обратить внимание при поисках и разведке скрытого оруденения.

Тишинское месторождение. Рассчитаны контуры Главного

рудного тела, включая прогнозную и денудированную части. Согласно экстраполяции тренд-поверхности суммарных линейных запасов свинца, цинка, и меди, полное выклинивание рудной залежи намечается на горизонте -500 м. Дальнейший прирост запасов Тшиньского месторождения можно ожидать за счет продолжения на глубину Восточного рудного столба, который объединяется на глубоких горизонтах с Центральным. В соответствии с принятыми условиями, ниже горизонта - 200 м здесь сосредоточено около 9,5% запасов, причем с глубиной возрастает доля медноколчеданной минерализации, характерной для "корневых" зон колчеданных месторождений. Поэтому появление новых зональных ритмов глубже прогнозного контура выклинивания рудной залежи маловероятно.

**Гайское месторождение.** С точки зрения прогнозной оценки глубоких горизонтов на глубину, наибольший промышленный интерес представляет северный фланг месторождения. В пределах последнего выделяется круто погружающаяся "стержневая" зона существенно колчеданной минерализации, с которой на верхних горизонтах сопряжена зона медно-цинковой минерализации, склоняющаяся в южном направлении. С глубиной намечается все возрастающая пространственная разобщенность этих зон. Необходима доразведка обширного участка, расположенного южнее залежей № 3 и 4, где на глубоких горизонтах возможно появление очередного этажа полиметаллической минерализации. По падению рудных залежей № 3 и 4 ниже разведанного контура предполагается развитие колчеданной минерализации.

**Салаирские месторождения.** Основные запасы барито-полиметаллических руд сосредоточены в пределах северной группы месторождений. Здесь оконтурены снизу месторождение Слепое и южный участок Кварцитовая сопки. Между тем, северный фланг рудной зоны на глубоких горизонтах недоразведан, хотя по падению этой зоны намечается устойчивая тенденция к возрастанию линейных запасов барито-полиметаллических руд. Подобно Зыряновскому и Гайскому месторождениям, в продольном сечении зона сульфидно-баритовой минерализации, по-видимому, имеет Г-образное строение, причем круто погружающаяся ветвь находится на северном фланге месторождения Третий рудник. На глубоких го-

ризонтах последнего (ниже горизонта 410 м) можно ожидать повторение очередного зонального ритма и существенного прироста запасов штокверково-вкрапленных барито-полиметаллических руд. Предложенная автором методика оперативного подсчета прогнозных запасов и оконтуривания рудных залежей, основанная на тренд-анализе массовой геохимической информации с применением ЭВМ, передана для практического использования Восточно-Казахстанскому ТГУ (ИГО Востказгеология), Салаирской поисково-разведочной партии ЗСТУ и Салаирскому свинцово-цинковому руднику, Чаро-Токкинской экспедиции ЯТГУ. Производственным организациям передана количественная прогнозная оценка перспектив колчеданно-полиметаллического оруденения глубоких горизонтов Тишинского и Салаирского месторождений.

#### Литература

1. Ажгирей Д.Г., Лапухов А.С., Широких И.Н., Щербань И.П., Боровикова Г.А. Новые материалы по геологии и генезису Зырянского месторождения. - В кн.: Формационный анализ рудных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1977, с.33-73.

2. Калугин И.А., Лапухов А.С., Третьяков Г.А., Джуринский А.Ф. Элементы внутреннего строения рудных зон и контактовое взаимодействие железистых кварцитов с гранитоидами на Тарынахском месторождении (Южная Якутия). - В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. - Новосибирск: Наука, 1979, с.37-59.

3. Калугин И.А., Лапухов А.С. Распределение рудных масс в пикативных структурах Тарынахского месторождения железистых кварцитов (западная часть Алданского щита). - В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. - Новосибирск: Наука, 1980, с.62-67.

4. Лапин С.С., Лапухов А.С. Формирование внутренней структуры и морфологии рудных тел. - В кн.: Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов. - Новосибирск, 1976, с.98-118.

5. Лапухов А.С. О возможной роли осадочно-хроматографических процессов при формировании макро- и микроритмической

зональности гидротермальных месторождений.—В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза.—Новосибирск: Наука, 1975, с.75–80.

6. Лапухов А.С. Зональность колчеданно–полиметаллических месторождений.—Новосибирск: Наука, 1975. – 264 с.

7. Лапухов А.С. Температурные условия образования и флюидный режим рудоносных порфировых интрузий.—В кн.: Тезисы докл. на совещании по термобарогеохимии.—Уфа, 1976, с.100.

8. Лапухов А.С. Типы ритмической зональности колчеданно–полиметаллических месторождений.—В кн.: Проблемы физики магматизма и рудообразования.—Новосибирск: Наука, 1976, с.181–187.

9. Лапухов А.С. Об условиях образования колчеданно–полиметаллических месторождений, ассоциирующих с малыми интрузиями.—В кн.: Тезисы докл. на VI Всесоюзном совещании по термобарогеохимии.—Владивосток, 1978, с.109–110.

10. Лапухов А.С. Вопросы типизации рудной зональности.—В кн.: Рудная зональность и физико–химия гидротермальных систем.—Новосибирск: Наука, 1980, с.4–14.

11. Лапухов А.С., Лукова Е.Н. О химизме рудообразующих растворов и температурных условиях образования некоторых плутоногенных колчеданно–полиметаллических месторождений.—В кн.: Проблемы физики магматизма и рудообразования.—Новосибирск: Наука, 1976, с.187–194.

12. Лапухов А.С., Милова Л.В. Численное моделирование геохимической зональности месторождений, обусловленной протеканием параллельных зависимых реакций.—В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов.—М.: Изд-во ВИМС, 1976, вып.2, с.121–131.

13. Лапухов А.С., Милова Л.В. Динамика зонального отложения рудных компонентов при протекании параллельных зависимых реакций.—В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза.—Новосибирск: Наука, 1975, с.80–87.

14. Поспелов Г.Л., Васильева А.И., Дударев А.Н., Лапухов А.С., Павлов А.Л., Шарпов В.Н. Физико–химические условия процессов магматизма и эндогенного рудообразования.—В кн.: Фундаментальные исследования. Науки о Земле.—Новосибирск: Наука, 1977, с.88–90.

ХЛОР И ФТОР В ЭНДОГЕННОМ ПРОЦЕССЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ  
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

Летучие компоненты магма-гидротермальной системы существенно влияют на общее развитие эндогенного процесса, образование определенных типов пород и минеральных ассоциаций. Эти элементы, особенно хлор и фтор, рассматриваются как ведущие элементы в переносе металлов в процессе эволюции системы. На медно-молибденовых месторождениях важная роль хлора и фтора в эндогенном процессе подтверждается присутствием хлоридов в виде минералов-узников в газовой-жидких включениях и значительным содержанием хлора и фтора в газовой фазе включений [1,9]. На рассматриваемых месторождениях хлор и фтор концентрируются в биотите, роговой обманке, апатите и в меньшей мере отмечаются в турмалине, мусковите и сфене. На некоторых месторождениях присутствует флюорит. Однако в настоящее время мало данных о распределении рассматриваемых элементов в минералах медно-молибденовых месторождений, особенно хлора, содержания которого в минералах очень низки. С целью выяснения роли хлора и фтора в эндогенном процессе изучалось распределение элементов в минералах на различных стадиях эндогенного процесса на ряде медно-молибденовых месторождений [3-7]. Решение этого вопроса представляет большой интерес также в связи с использованием геохимических особенностей минералов, в частности распределения в них хлора и фтора, при проведении поисковых работ на медь и молибден [4].

Сорское месторождение характеризуется широким проявлением фторовой минерализации. Эта специфическая особенность месторождения подчеркивается также и составом изученных минералов (особенно апатита), которые отличаются повышенными значениями содержания фтора и отсутствием хлора (или крайне низкими его содержаниями). Особенно отчетливо это проявляется на минералах из пород рудоносного комплекса. В проанализированных биотитах и апатитах (13 анализов) рудоносного комплекса хлор не был обнаружен. В роговой обманке лейкократовых гранитов и апатите взрывчатых брекчий он представлен минимальными со-



держаниями (0,02%). Содержание фтора в минералах колеблется в широких пределах: в роговой обманке 0,09–0,29% (5 ан.), в биотите 0,91–3,75% (6 анализов), в апатите 1,59–5,03% (11 анализов). В роговой обманке лейкократовых гранитов содержание фтора минимальное среди имеющихся анализов амфиболов Сорского и других месторождений. В биотитах происходит накопление фтора в период формирования П фазы рудоносного комплекса (гранит–порфиры I). Содержание фтора в биотитах П фазы достигает 1,63% по сравнению с 1,02% в биотитах I фазы (лейкократовых гранитах) комплекса. Гидротермальные изменения, связанные со становлением лейкократовых гранитов (калцишпатизация и окварцевание), характеризуются высокой активностью фтора (содержание фтора в биотите до 3,75%, в апатите до 5,03%). Гидротермальная деятельность П фазы рудоносного комплекса проходила в условиях еще большей активности фтора и сопровождалась широким развитием альбитизации и флюоритовой минерализации. Биотит и апатит в ассоциации с флюоритом резко обеднены фтором (0,91% в биотите альбитового метасоматита и 1,69% в апатите эксплозивных брекчий).

В гранитоидах вмещающего магматического комплекса (диоритах, гранодиоритах, сиенито–диоритах) хлор отмечается в роговой обманке и биотите (0,01–0,11%), в апатите он не обнаружен. Характерно резкое обогащение хлором минералов окварцованных гранодиоритов: роговая обманка – 0,17%; биотит – 0,33%; апатит – 0,22%.

Фторовая специализация рудообразующих растворов и их обедненность хлором подчеркивается также составом газовой фазы включений. В последних были обнаружены некоторые фторсодержащие минералы. Газовая фаза включений постоянно обогащена фтором. Хлориды, столь характерные для многих медно–молибденовых месторождений, проявлены локально [9] .

На месторождении Цаган-Субурга флюоритовая минерализация представлена слабо. Содержание фтора и хлора в роговой обманке, биотите и апатите из различных образований сильно изменяется. В целом проанализированные минералы характеризуются значительными содержаниями фтора и постоянным присутствием хлора.

Роговая обманка, характерная для пород Цагансубургинского

месторождения, отличается повышенной ролью фтора при незначительном, хотя и постоянном, содержании хлора. Содержания хлора в роговой обманке неизменных вмещающих гранитоидов и мелкозернистых лейкократовых гранитов рудоносного комплекса близки и составляют 0,04–0,06%. Некоторое увеличение хлора отмечается в роговой обманке габбро–диоритов южной части Цагансубургинского массива. Эта роговая обманка характеризуется минимальными содержаниями фтора ( $F/Cl = 2,3$ ). Повышенные  $F/Cl$  отношения (24,8) характерны для роговой обманки гранитоидов, развитых на площади месторождения (среднее содержание фтора 1,49%). За пределами месторождения (например, VI участок) гранодиориты содержат роговую обманку с низким содержанием фтора (0,45%) и пониженным  $F/Cl$  отношением (II, I).

В редко встречающемся в гранитоидах VI участка биотите содержание хлора и фтора выше, чем в роговой обманке ( $F/Cl$  соответственно 9,4 и II, I). Еще более возрастает содержание хлора и фтора в апатите. Однако  $F/Cl$  отношения в апатите и роговой обманке однотипных пород близки. В апатите и роговой обманке гранодиоритов на площади месторождения это отношение остается одинаковым (24,8).

В калишпатизированных гранодиоритах роговая обманка содержит всего около 0,01% хлора, а среднее содержание фтора в ней I, II% ( $F/Cl$  возрастает до максимума – III). Заметно увеличивается  $F/Cl$  отношение и в апатите из этих пород. Наиболее высокое  $F/Cl$  отношение (184) отмечено для апатита калишпатизированных гранодиоритов с рудной минерализацией.

В роговой обманке хлоритизированных гранодиоритов за счет ее хлоритизации содержание хлора и фтора сокращается.  $F/Cl$  отношение (40) выше, чем в роговой обманке неизменных пород.

Резко возрастает (0,24%) содержание хлора в роговой обманке гранодиоритов экзоконтактовой зоны порфирировых тел рудоносного комплекса. Отношение  $F/Cl$  снижается до 4,7.

Роговая обманка и биотит мелкозернистых лейкократовых гранитов характеризуется близкими  $F/Cl$  отношениями (около 18) и некоторым возрастанием содержания хлора в биотите. В апатите  $F/Cl$  значительно выше (67,8), что обусловлено высокими концентрациями фтора в минерале.

Высокими содержаниями хлора характеризуются биотит и апа-

тит порфировых тел и взрывчатых брекчий. Отношения F/Cl в них постоянно остаются на низком уровне (в порфирах: биотит - 1,4; апатит - 4,6, в апатите брекчий - 1,2). По содержанию хлора и F/Cl отношениям эти минералы сопоставимы с роговой обманкой гранодиоритов экзоконтактной зоны порфировых тел.

Ведущая роль галогенов в составе флюидов устанавливается также по данным анализов газово-жидких включений [2,8]. Так группа (HCl, HF), в газовой фазе включений составляет в апатите из кварцевых прожилков 77,6%, в апатите граносyenитов и лейкократовых гранитов - 33%. Газово-жидкие включения с хлоридами редки. Они отмечаются вблизи или на площади проявления взрывчатых брекчий.

На Жирекенском месторождении в роговой обманке гранитоидов раннего магматического комплекса содержания хлора и фтора низкие (соответственно 0,05 и 0,15%). В биотите и апатите содержания этих элементов представлены средними значениями среди рассматриваемых месторождений (в биотите Cl - 0,13%, F - 0,71%; в апатите Cl - 0,14, F - 2,59%). Содержание этих элементов заметно изменяется при наложении калишпатизации [3,5]: содержание хлора уменьшается (в биотите калишпатовых метасоматитов он не обнаружен), содержание фтора значительно увеличивается (в биотите до 2,02%, в апатите до 3,18%). По распределению фтора и хлора минералы мелкозернистых гранитов рудоносного комплекса близки к минералам гранодиоритов раннего комплекса. При наложении калишпатизации содержание в них фтора еще более увеличивается (в биотите до 2,63, в апатите до 3,76%). При проявлении аргиллизации в апатите отмечается уменьшение содержания фтора до 2,18% и некоторое увеличение хлора (до 0,16%). В апатите гранит-порфиров рудоносного комплекса содержание хлора значительно выше (0,28%), чем в мелкозернистых гранитах. В биотите содержания хлора на том же уровне, что и в биотите мелкозернистых гранитов, а содержание фтора значительно выше (1,04%). В взрывчатых брекчиях биотит сильно обеднен (0,48%) фтором, содержание хлора в них несколько понижается.

Газовая фаза включений в апатите и цирконе обеднена галогенидами. Содержание (HCl, HF) не превышает 25%. Газово-жидкие включения с хлоридами проявлены локально.

На месторождении Эрдэнэтуун-Обо роговая обманка гранодиоритов раннего магматического комплекса характеризуется максимальными содержаниями хлора и фтора (соответственно 0,42 и 1,75%) среди проанализированных амфиболов рассматриваемых месторождений. Содержание этих элементов в биотите и апатите умеренное, а пределы колебаний содержаний по отдельным минералам относительно узкие. Содержание хлора в биотите и апатите за пределами месторождения (соответственно 0,18 и 0,23%) выше, чем на площади месторождения (0,08 и 0,17%). На площади месторождения содержание фтора увеличивается в биотите гранитоидов до 0,65% (в калишпатизированных гранитоидах до 0,78%), а в апатите до 3,46% (за пределами месторождения содержание фтора соответственно 0,46 и 3,37%).

В биотите гранодиорит-порфиров рудоносного комплекса содержание фтора несколько выше (0,76%), чем в гранитоидах раннего комплекса. Соответственно снижается содержание хлора (до 0,06%). Апатиты гранодиорит-порфиров и особенно дацитов отличаются повышенными значениями хлора (0,22 и 0,27%), а содержание фтора находится на уровне содержаний в апатите из пород раннего комплекса. В биотите дацитов содержание фтора заметно снижается (до 0,42%). Апатиты взрывчатых брекчий характеризуются пониженными значениями хлора и фтора (0,14 и 2,07%).

По данным анализа газово-жидких включений, содержание гадоидов во флюидах ниже, чем углекислоты. Максимальные содержания ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ) установлены в газовых включениях цирконов гранодиорит-порфиров (34,1%) и дацитов (25-38%). В газовой фазе включений в цирконе из взрывчатых брекчий и измененных гранодиорит-порфиров гадоиды не обнаружены.

На рудопрооявлениях Хармагтай и Хунгут рудоносный комплекс представлен породами повышенной основности (диоритами, диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами). В роговой обманке гранодиорит-порфиров Хармагтая хлор не обнаружен, содержание фтора - 0,79%. В диоритах Хунгута содержание хлора составляет 0,13%, но заметно снижается содержание фтора (0,30%). Также низкие содержания фтора и в биотите диоритов этого рудопрооявления (0,25%). Содержание хлора в нем в среднем составляет 0,40% (максимальное содержание 0,62%). Содержание хлора в апатите превышает 1% (в диоритовых порфири-

тах Хармагтая - 1,52%, в диоритах Хунгута - 1,76%, соответственно содержание фтора 2,66 и 2,12%). В гидротермально измененных породах (каллипатизированных и окварцованных) содержание хлора уменьшается (до полного исчезновения в апатите калипатизированных диоритов), а содержание фтора увеличивается до 4,18% и 3,93% соответственно на Хармагтае и Хунгутае.

На Кальмакырском месторождении биотит и апатит диоритов и сиенито-диоритов вмещающего комплекса характеризуются максимальными для этого месторождения содержаниями хлора: соответственно в среднем 0,32% (8 анализов) и 0,78% (20 анализов). В гранодиорит- и граносиенит-порфирах рудоносного комплекса для биотита и апатита фиксируются несколько пониженные содержания хлора: 0,24% (6 анализов) и 0,70% (7 анализов). Содержание фтора в биотите дайкового комплекса в среднем несколько выше (0,53%), чем в биотите вмещающих гранитоидов (0,45%), а для апатита, наоборот, более высокие содержания фтора характерны для минерала из гранитоидов вмещающего комплекса - 1,81% (20 анализов). В апатите рудоносного комплекса содержание фтора 1,22% (7 анализов). При наложении гидротермальных процессов содержание фтора увеличивается: в апатите калипатизированных диоритов до 3,49%, а в биотите калипатизированных гранодиорит-порфиров до 0,72%. Содержание хлора соответственно уменьшается до 0,36% и 0,19%. Апатит эксплозивных брекчий в целом по месторождению характеризуется умеренными содержаниями хлора (0,40%) и фтора (1,52%).

Изобилие в минералах газово-жидких включений с хлоридами, содержания которых нередко превышает 50 объемн.%, свидетельствует о значительной роли хлора в сосуществующих с магматическим расплавом гидротермальных флюидах. Существенная роль хлора в рудообразовании подчеркивается совпадением максимумов проявления хлоридов и рудной минерализации.

На Каджаране в неизмененных вмещающих гранитоидах биотит содержит хлора 0,10%, фтора - 0,54%. Для апатита характерны повышенные содержания фтора (3,21-3,25% по 3 анализам) и умеренные содержания хлора (0,22-0,29%). Апатит гранит-порфиров рудоносного комплекса резко обогащен хлором (1,17-1,39% по 10 анализам) и обеднен фтором (1,97-2,14%). В апатите гранитоидов вмещающего комплекса, гидротермально измененных в кон-

такте с телами рудоносного комплекса, также отмечаются повышенные содержания хлора (0,40–0,52%) и пониженные содержания фтора (2,91–3,35% по 10 анализам). В биотите гранодиорит–порфиров содержание хлора низкое (0,06%), содержание фтора составляет 1,54%. В биотите гидротермально измененных пород содержание хлора увеличивается до 0,19%, а содержание фтора уменьшается до 0,42%.

По результатам анализа распределения хлора и фтора в минералах и газовой–жидких включениях из различных образований рудоносного и вмещающего комплексов среди рассмотренных месторождений выделяются три группы:

- 1) с высокой активностью фтора в рудообразующем процессе (Сорское месторождение);
- 2) с умеренными содержаниями фтора и хлора в минералах (Цаган–Субурга, Эрдэнетуин–Обо, Наран–Булак, Жирекен);
- 3) с повышенной активностью хлора на определенных этапах магмо– и рудообразования (Хармагтай, Хунгут, Каджаран, Кальмакыр).

Различный режим хлора и фтора в магматическом и рудообразующем процессе связан с формированием медно–молибденовых месторождений в различной геотектонической обстановке. Эндогенный процесс с повышенной активностью хлора характерен для орогенных зон с широким проявлением вулканитов андезитовых ассоциаций при относительно подчиненной роли монцит–гранодиоритовых образований. В зонах активизированных древних срединных массивов и окраин платформ с широким развитием дацит–липарит–гранодиоритовой и липарит–гранитной ассоциаций с преобладанием плутоногенных образований существенно возрастает роль фтора. Характер рудной минерализации и гидротермально измененных пород во многом определяется специализацией флюидов на летучие компоненты [7,8]. Молибденовая минерализация с широким проявлением калишлатовых пород характерна для эндогенных систем с фторовой специализацией. Существенно медная минерализация, сопровождающаяся кварц–серпичитовыми изменениями, проявляется при развитии рудообразующей системы, обогащенной хлором.

## Литература

1. Берзина А.П., Сотников В.И. О физико-химических особенностях рудообразующего процесса на месторождениях медно-молибденовой формации.—В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири.—Новосибирск: Наука, 1977, с.74—99.
2. Берзина А.П., Сотников В.И., Цугурова Н.А. Газы в минералообразующем процессе на медно-молибденовых месторождениях.—В кн.: Тезисы к совещанию по термобарогеохимии.—Владивосток, 1978, с.89—90.
3. Берзина А.П., Сотников В.И., Королик В.Н. Сравнительный анализ состава биотитов и хлоритов медно-молибденовых месторождений Сибири и Средней Азии.—В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1977, с.114—121.
4. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. Об использовании распределения хлора и фтора в минералах пород при поисковых работах на медно-молибденовых месторождениях.— In: Symposium "Methods of Geochemical Prospecting". Geol.Survey, Prague, 1979, pp. 90—91.
5. Сотников В.И., Берзина А.П., Королик В.Н., Никитина Е.И., Скуршова В.А. Об одном из возможных источников хлора в минералообразующих растворах.—ДАН, 1976, т.230, № 3, с.705—708.
6. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Королик В.Н. Содержание и распределение хлора и фтора в минералах медно-молибденовых месторождений в зависимости от особенностей минералообразующего процесса.—В кн.: Тезисы докладов XI съезда Международной Минералогич. Ассоциации.—Новосибирск, 1978, т.1, с.167—168.
7. Сотников В.И., Никитина Е.И., Королик В.Н. О хлорной специализации магнетизма Алмазского рудного района.—ДАН СССР, 1978, т.243, № 3, с.756—759.
8. Сотников В.И., Сандуйжав Г., Берзина А.П. Некоторые особенности проявления молибденово-медного оруденения в Южной Монголии.—В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1978, с.43—64.
9. Berzina A.P., Sotnikov V.I. Physicochemical Conditions of Endogene Processes in Copper-Molybdenum Deposits in Central Asia.—Econ.Geol., 1977, v.72, p.25—36.

## ИСТОЧНИКИ ФЛОИДОВ И РУДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Характерной особенностью месторождений медно-молибденовой формации является пространственно-временная связь оруденения с малыми интрузивными телами (штоко- и дайкообразной формы) преимущественно порфирового и мелкозернистого облика. Характер этой связи трактуется по-разному, однако большинство исследователей склоняется к тому, что эта связь отлична от генетической, чем во многом и предопределяется существование нескольких источников флюидов и рудообразующих веществ в процессе формирования медно-молибденовых месторождений.

Исходя из геолого-генетических и физико-химических особенностей [9] и учитывая имеющиеся на настоящее время результаты изотопных исследований минералов и флюидных включений в них, в процессе формирования медно-молибденовых месторождений можно предполагать существование двух флюидных систем [4]: "магматической", охватывающей конкретные интрузивные тела рудоносного магматического комплекса и их ближайшее окружение (в области влияния данной системы часто проявляются процессы эксплозивного брекчирования и высокотемпературного калиевого метасоматоза), и "магметогенной", проявляющейся вне тесной пространственной связи с этими конкретными интрузивами (в значительной степени это область развития процессов серицитизации, окварцевания и особенно средне-низкотемпературной хлоритизации - пропилитизации). Для первой флюидной системы резко доминирует магматический источник (часто с преимущественным проявлением венильной составляющей), вторая же система обеспечивается компонентами глубинного магматического (в том числе венильного) и метеорного источников. В последнем случае метеорная составляющая для ряда компонентов может заметно преобладать. Следует подчеркнуть необходимость индивидуального подхода к анализу источников отдельных рудообразующих компонентов вне зависимости положения их в области влияния той или иной флюидной системы.

2. На формирование "магматической" флюидной системы и со-



отношение участвующих в ней рудообразующих компонентов (как и на характер глубинной магматической составляющей в "магматогенной" системе) определяющее влияние оказывает механизм развития магматического очага и его положение в тектоносфере. Зависимость состава и других особенностей образующихся магматических систем от геологического строения и истории развития блока коры, вовлекаемого в эндогенные процессы, и участия в этих процессах глубинных флюидопотоков находит отражение в магматических и рудно-метасоматических производных уровня рудоотложения. Развитие рудоносных магм за счет различных горизонтов земной коры при определенном участии глубинного (мантийного) вещества в какой-то степени обосновывается для ряда районов медно-молибденового оруденения данными изотопного анализа стронция.

3. В орогенных зонах и областях активизированных более древних складчатых сооружений фемического типа вулканоплутонические пояса, в пределах которых проявляется медно-молибденовое оруденение, часто представлены вулканитами андезитовых ассоциаций при несколько подчиненной роли монзонит-гранодиорит-диоритовых образований. Рудная минерализация имеет существенно медный профиль (с повышенной золотоносностью) при широком развитии кварц-серицитовых метасоматитов. Постоянно отмечается повышенная активность хлора, который концентрируется в апатите и темнокветных минералах магматических пород и эксплозивных брекчий. Более высокие концентрации хлора устанавливаются для эндогенных образований рудных районов, характеризующихся повышенной ролью основных разностей пород в рудоносном магматическом комплексе.

Анализ региональной геохимии хлора в рассматриваемых районах фиксирует [13] общий повышенный фон для данного элемента во всех магматических породах вне зависимости от их типа, состава, принадлежности к тому или иному магматическому комплексу, положению в структурах региона, фациальности и морфологии тел, что позволяет предполагать влияние глубинного источника хлора. В случае Алмалыкского рудного района повышенной хлорной специализацией (при довольно выдержанном F/Cl отношении) характеризуются все продукты герцинского магматизма, включая и порфиры рудоносного комплекса. Высокие концентрации хлора

отмечаются и в минералообразующих растворах, которые на стадии основного рудообразования представляли собой фактически водно-солевой расплав щелочно-хлоридного типа.

В зонах активизированных древних срединных массивов и окраин платформ среди вулканоплутонических поясов с медно-молибденовым оруденением преимущественным развитием пользуются дацит-липарит-гранодиоритовая и липарит-гранитные ассоциации обычно с резким преобладанием плутоногенных образований. Оруденение медно-молибденового и существенно молибденового профиля (с проявлением в ряде случаев вольфрама и иногда олова). Среди метасоматических фаций широко развиты кальципатизированные породы, которые иногда доминируют среди метасоматитов. В эндогенном процессе возрастает роль фтора (иногда до появления в рудах флюорита). Месторождения этих областей иногда начинают приобретать черты грейзеновых. Не исключено, что в подобных геолого-генетических ситуациях мы можем иметь смыкание медно-молибденовой и молибдено-редкометалло-вольфрамовой рудных формаций.

Значительная роль геотектонической, литологической, геохимической и другой специализации отдельных блоков тектоносферы, обуславливающей определенные отклонения в развитии рудно-магматических систем с появлением отличительных особенностей в эндогенных образованиях одной и той же рудной формации (с оформлением субформаций, минеральных и геохимических типов), обоснована (совместно с А.С.Калининым - Иркутский госуниверситет) математическим моделированием геологической ситуации на примере Северо-Монгольского молибденово-медного пояса, а также подтверждена результатами изотопного анализа свинца из сульфидов месторождений и рудопоявлений этого пояса.

Основным объектом для геолого-генетических и модельных построений служило протерозойское Тарбагатайское поднятие и примыкающие к нему области каледонской складчатости. Выявленные при этом основные зависимости геохимического профиля оруденения от характера блоков фундамента позволили обосновать перспективы молибденоносности древнего Буталинского поднятия, что было подтверждено последующими экспедиционными исследованиями.

4. С целью изучения источников рудообразующих веществ для

молибденово-медных месторождений Монголии получены первые результаты исследования изотопного состава свинца пиритов и халькопиритов, а также аргона флюидных включений [4,8]. На графике в системе  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  контур точек свинца для большинства исследованных месторождений (Эрдэнэтуин-Обо, Далгэрэх, Мантах II, частично Цаган-Субурга, Наран-Булак и Дзосоту-Ула) располагается в интервале изохрон  $300 \pm 50$  млн.лет, что близко соответствует возрасту оруденения по калий-аргоновым данным. Близость изотопного состава свинца для этих удаленных друг от друга месторождений (локализующихся в пределах разных молибденово-медных поясов) может служить обоснованием для предположения об однотипном глубинном источнике ряда рудообразующих компонентов. Это согласуется с результатами исследований изотопного состава серы сульфидов, на основании которых в качестве такого источника предполагается (А.И.Тугаринов и др.) нижняя кора или верхняя мантия. Характерно, что указанный слабо радиогенный свинец молибденово-медных месторождений Монголии имеет общность со свинцом пород и руд одной из свинцово-изотопных провинций Кордильер США, в которой сосредоточена группа медно-молибденовых месторождений и для изверженных пород которой предполагается источник свинца, расположенный в нижней части коры или в верхней мантии.

При отмеченной общности для сульфидов месторождения Цаган-Субурга в целом отмечаются значительные вариации изотопного состава свинца, что отчетливо фиксируется по  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Наиболее радиогенный состав устанавливается для свинца сульфидов, образующих рассеянную вкрапленность среди слабо калишпатизированных гранитов фланговых зон месторождения. В то же время сульфиды из интенсивно серицитизированных пород, локализующихся в хорошо тектонически проработанной зоне, благоприятной для циркуляции рудоносных флюидов, имеют сравнительно низкую радиогенную компоненту (именно эти сульфиды вместе с сульфидами других месторождений в системе  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  находятся в контуре, соответствующем глубинному источнику свинца). Отмеченный разброс значений изотопного состава свинца объясняется, очевидно, захватом радиогенного свинца из слабо преобразованных пород в процессе циркуляции по ним рудоносных растворов.

Высказанное по результатам изотопного анализа свинца сульфидов предположение о двух типах источников подтверждается также изменением изотопного состава аргона флюидных включений в зависимости от пространственного положения кварц-сульфидных жил в рудовмещающих структурах и от температурных условий захвата этих включений. Отмечено [4,8] заметное возрастание доли "воздушного" аргона во флюидных включениях кварцевых жил периферийных частей месторождения, а также во включениях с более низкими температурами захвата.

5. Анализ изотопного состава свинца сульфидов дает материал и для расширения зависимости типа оруденения от характера блоков фундамента. В упоминавшемся выше Северо-Монгольском молибденово-медном поясе для свинца сульфидов молибденово-медного рудопроявления Наран-Булак (локализуемого в непосредственной близости от протерозойского Тарбагатайского поднятия) и молибденового рудопроявления Джосоту-Ула (находящегося непосредственно в пределах поднятия) наряду с обычным для месторождений Монголии модельным возрастом 300±50 млн. лет зафиксирован и значительно более древний возраст (800-900 млн. лет), соответствующий модельному возрасту свинца из гнездообразных выделений пирита в рассланцованной протерозойской толще Тарбагатая.

6. Определенные данные для суждения о глубинном характере источника дает минералого-геохимический анализ постоянно встречающихся на месторождениях медно-молибденовой формации зон взрывных брекчий. Ранее уже неоднократно в качестве характерной особенности брекчиевых зон указывалась повышенная роль хлора [6,7] и элементов группы железа и, в частности, акцентировалось внимание на высоких (примесных) концентрациях хрома [14] в целом ряде минералов взрывных брекчий. Эта особенность подтверждена и проведенными в последнее время исследованиями, в процессе которых в брекчиях (сложных гранитоидным материалом как в обломках, так и в цементе) впервые была выявлена хромшпинель [12].

7. Предположение об участии глубинного (мантийного) вещества в процессе формирования медно-молибденовых месторождений, связанных с развитием и становлением субвулканического магматизма, находит косвенное подтверждение при анализе гео-

химических особенностей продуктов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов. Установлено [3,II], что относительно кларков в однофазных породах вулканыты Камчатки характеризуются повышенными содержаниями меди и молибдена, что особенно отчетливо проявляется для базальт-андезит-базальтовой ассоциации пород, связанных с линейными зонами сквозных разломов и по петрологическим признакам являющихся прямыми производными верхней мантии. В вулканическом процессе отчетливо фиксируется миграция меди и молибдена с потоком восходящих газов (с фиксацией их, в частности, в продуктах фумарольной деятельности). Получены дополнительные данные о миграции этих компонентов в хлоридной форме (очевидно, в виде оксо- и гидроксохлоридных комплексов). Отмеченный вид транспорта мог, по-видимому, обеспечивать миграцию ряда компонентов (образующих устойчивые хлоридные соединения, обладающие высокой летучестью) и в эндогенном процессе субвулканических медно-молибденовых месторождений (особенно на ранних высокотемпературных стадиях этого процесса).

8. Прожилково-вкрапленные медно-молибденовые месторождения относятся к разряду крупнообъемных, характеризующихся вовлечением в эндогенный процесс больших масс вмещающих (и окружающих) пород, испытывающих интенсивные метасоматические преобразования. Эти породы выступают в качестве одного из существенных источников рудообразующих веществ. С другой стороны, медно-молибденовые месторождения (особенно крупные) являются производными многоэтапных эндогенных процессов, что может приводить к определенному перераспределению ранее отложившихся компонентов. Возможность значительного перераспределения и локального концентрирования в благоприятной структурной обстановке для ряда компонентов, входящих в состав руд медно-молибденовых месторождений, была подтверждена экспериментами с породами в крупных искусственных брикетах и в их естественном залегании [1,2], а также геохимическими исследованиями в контактовых зонах интрузий, активно воздействующих на черносланцевые толщи, относительно обогащенные этими элементами [10].

При широком и интенсивном развитии процессов гидротермального изменения вмещающих (окружающих) пород из них, наря-

ду с катионами, в значительном количестве высвобождаются и анионные составляющие минералов. Последнее отчетливо показано [5] на примере подсчета баланса хлора и фтора при изменении темноцветных минералов гранитоидов. В условиях медно-молибденовых месторождений, когда объем гидротермально измененных пород составляет миллионы м<sup>3</sup>, данный источник летучих компонентов может оказать на определенных ступенях развития рудообразующего процесса существенное влияние на состав минералообразующих растворов.

9. В связи со сложностью и многотипностью источников рудоносных флюидов и рудообразующих веществ, участвующих в эндогенном процессе при формировании медно-молибденовых месторождений, воссоздание общей картины миграции вещества возможно только в рамках анализа всей рудно-магматической системы.

#### Литература

1. Дударев А.Н., Сотников В.И., Васильева А.И. Мобилизация рудных элементов в термоградиентных полях.—Новосибирск: Наука, 1976.—135 с.

2. Дударев А.Н., Сотников В.И., Радченко П.И. Поведение рудных и петрогенных элементов металлоносных "черных" сланцев в термоградиентных полях.—В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования.—Новосибирск: Наука, 1976, с.85-92.

3. Иванов Б.В., Сотников В.И., Скороходов В.Н. Элементы рудной группы (Pb, Zn, Mo, Cu) в формационных типах эффузивов Камчатки.—В кн.: Современный вулканизм и связанные с ним геол., геофиз. и геохим. явления. Тез.докл.У Всесоюз.вулканолог.совещание.—Тбилиси, 1980, т.Ш, с.141-142.

4. Сотников В.И., Берзина А.П. Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений (по изотопным данным).—В кн.: Природа растворов и рудообразующих веществ эндогенных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1979, с. 15-32.

5. Сотников В.И., Берзина А.П., Короллик В.Н., Никитина Е.И., Скуридин В.А. Об одном из возможных источников хлора в

минералообразующих растворах.—ДАН СССР, 1976, т.230, № 3, с. 705-708.

6. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. Об использовании распределения хлора и фтора в минералах пород при поисковых работах на медно-молибденовые месторождения.— In: Symposium "Methods of Geochemical Prospecting". Geol.Survey, Prague, 1979, p.91-92.

7. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Королук В.Н. Содержание и распределение хлора и фтора в минералах медно-молибденовых месторождений в зависимости от особенностей минералообразующего процесса.—В кн.: Тезисы докл. XI съезда Международ.Минералогич.Ассоциации.—Новосибирск, т.1, 1978, с.167-168.

8. Сотников В.И., Берзина А.П., Халилов В.А., Полювянный Э.Я., Ламсран М. Особенности изотопного состава свинца сульфидов молибденово-медных месторождений Монголии. — In: Arbeitstagung "Isotope in der Natur". ZfI-Mitteilungen, Nr.29, Leipzig, 1980, p. 209-216.

9. Сотников В.И., Берзина А.П., Шугурова Н.А., Моторина И.В. Физико-химические параметры процессов формирования месторождений медно-молибденовой рудной формации.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск: Наука, 1979, т.1, с.209-220.

10. Сотников В.И., Гуреев В.Ф., Радченко П.И. Перераспределение рудных элементов черносланцевой толщи в контактовой зоне активно воздействующей интрузии.—В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1979, с.178-188.

11. Сотников В.И., Иванов Б.В. Молибден как один из показателей динамики вулканического процесса.—В кн.: Глубинное строение, сейсмичность Ключевской группы вулканов.—Владивосток, 1976, с.85-88.

12. Сотников В.И., Никитина Е.И. О находке хромшпинели в эксплозивных брекчиях молибденово-медного рудопоявления Ульдзей-Обо (Цагансубургинское рудное поле, МНР).—ДАН СССР, 1979, т.248, № 6, с. 1431-1433.

13. Сотников В.И., Никитина Е.И., Корольк В.Н. О хлорной специализации магматических пород Алмаьского рудного района.—ДАН СССР, 1978, т.243, № 3, с.756-759.

14. Сотников В.И., Никитина Е.И., Усова Л.В. Особенности состава рутила из молибденовых месторождений разных формационных типов.—Геол. и геофиз., 1979. № 3, с.55-64.

И.Н.Широких, Б.Н.Лапин, Г.А.Боровикова

#### ПРОЦЕССЫ МЕТАСОМАТОЗА И РУДООБРАЗОВАНИЯ НА НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Исследования выполнялись на основе формационного анализа с использованием геологических, минералого-петрографических, физико-химических и термодинамических методов. В настоящей статье рассматриваются геолого-структурные условия, магматические и постмагматические процессы, сложное сочетание которых обусловило формирование разнообразных по морфологии, минеральному составу и условиям образования руд и околорудно-измененных пород на некоторых золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья.

Геолого-структурный контроль золотого оруденения. В региональном плане, как известно, эндогенное оруденение в Забайкалье контролируется зонами глубинных разломов северо-западного и близширотного простираний, которые являются дискордантными по отношению к общему северо-восточному простиранию структур Монголо-Охотского пояса. При этом оруденение, в том числе и золотое, локализуется не в дискордантных разломах, а в местах их пересечения с зонами глубинных разломов северо-восточного и субмеридионального простираний, а также в участках выклинивания дискордантных разломов, узлах их разветвления и оперяющих разрывных структурах. Региональные закономерности структурного контроля и локализации оруденения, как показывают проведенные исследования [3], являются весьма ценными для решения этих же вопросов в пределах конкретных золоторудных районов, в которых точно так же выделяются: 1) рудоконтролирующие и 2) рудо локализующие структуры.



1) Рудоконтролирующие структуры выражены мощными и протяженными зонами линейных тектонических нарушений, трассируемых дайками различного состава, с которыми связывается золоторудная минерализация. Гидротермальная деятельность в этих долго существующих структурах проявляется неравномерно и выражается образованием окварцованных и аргиллизированных метасоматитов, представляющих собой продукты гипогенного и гипергенного выщелачивания. Рудная минерализация в них отсутствует, если не считать несколько повышенных (на I, реже - 2 порядка выше фоновых) концентраций золота, серебра и других элементов, развивавшихся преимущественно в центральных частях крупных блоков и обломков вмещающих пород и даек, сохранившихся от интенсивного дробления и выщелачивания.

2) Все изучаемые месторождения и рудопоявления размещаются весьма закономерно относительно рудоконтролирующих структур [3,9] и локализуются в трещинах отрыва, зонах брекчирования и повышенной трещиноватости пород, образование которых связывается с продолжавшимися тектоническими движениями вдоль рудоконтролирующих разломов. При этом, в зависимости от направления тектонических движений (смещения блоков), образуются круто- (Дарасунское, Лобавинское месторождения), либо пологопадающие (Дельмачикское и другие месторождения и отдельные жилы в Усть-Карском районе) рудолокализирующие трещины, а также сложнопостроенные, разноориентированные трещины и зоны трещиноватости (Балейское и Тасеевское месторождения). Кроме того, в Забайкалье известны месторождения (Илинское, Дельмачикское, отдельные рудные тела Дарасунского и Ключевского месторождений) штокверкового типа, тонковкрашенное (сетчатое) и метасоматическое оруденение которых локализуется в более или менее изометричных телах брекчий спорного генезиса, представляющих собой, по мнению различных исследователей, тектонические, либо взрывные образования.

По данным некоторых исследователей, для локализации оруденения существенное значение имеют кольцевые структуры различного типа и масштаба.

Магматизм и золотое оруденение. Вопрос о связи эндогенной золоторудной минерализации Забайкалья с магматизмом представ-

ляется одним из наиболее дискуссионных и в каждом конкретном случае решается с известной долей условности по характеру пространственной и временной близости оруденения с определенным магматическим комплексом. Не останавливаясь на рассмотрении существующих точек зрения, касающихся этой сложной проблемы, отметим, что наши геологические исследования [1, 2, 9] и пока неопубликованные радиохимические данные позволяют сказать следующее.

1) Значительная часть изучаемых месторождений (Любавинское, Васильевское, Илинское, Дельмачикское) и рудопроявлений Арчикуйского<sup>ж</sup> и Сыпчегуро-Туринского районов обнаруживают парагенетическую связь с вулканоплутоническим комплексом, производные которого представлены субщелочными и щелочными (существенно калиевыми) риолито-дацитовыми, андезито-дацитовыми и андезитовыми лавами, жерловыми массивами и субвулканическими интрузиями и дайками плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров и кварцсодержащих диабазов.

2) Месторождения и рудопроявления Усть-Карского, Итакинского, Могоча-Амазарского, Дарасунского и Жирекенского золоторудных районов возможно парагенетически связать с интрузиями и дайками различного состава (от кислых до основных), которые объединяются в особую группу - "годоиских интрузий", представляющих собой, по мнению многих исследователей Забайкалья, заключительные фазы становления гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса.

3) Выделяя два рудоносных комплекса магматических пород, следует обратить внимание на то, что месторождения золота, ассоциирующиеся с вулканоплутоническим комплексом, в целом относятся к золото-сульфидно-кварцевому убого-, либо малосульфидному типу (формации); в то время как месторождения, обнаруживающие связь с амуджикано-сретенским комплексом принадлежат в основном к золото-сульфидной формации. В Усть-Карском рудном районе, кроме того, широко развиты жилы золото-магнетит-амфиболового состава особой рудной формации.

4) Особое положение среди золоторудной минерализации Восточного Забайкалья занимает Дыбыксийское и другие аналогичные ему рудопроявления в Алханайском районе, золотоносные безж Могоча-Амазарского

сульфидные кварц-амфиболовые и убогосульфидные биотит-апатитовые высокотемпературные ассоциации которых мы генетически связываем с малыми интрузиями кварцсодержащих диоритовых порфиритов нижне-среднетриасового возраста [3,6,9].

Метасоматизм и золотое оруденение. Процессы постмагматического изменения пород, по сравнению с магматизмом, структурно, по времени и условиям образования более тесно связаны с рудоотложением. Все многообразие метасоматических пород по соотношению с оруденением подразделяется на четыре основных типа: 1) дорудные, 2) предрудные, 3) сорудные и 4) сопряженно-рудные.

1) Дорудные метасоматиты, хотя и обнаруживают в большинстве случаев пространственную совмещенность с рудными телами, тем не менее по времени формирования они обычно отделены от оруденения проявлением того или иного типа магматизма и предрудного метасоматизма. К числу дорудных постмагматических образований относятся различного типа пегматиты, скарны, калишпатизированные граниты, кварц-мусковит-турмалиновые грейзены и кварц-турмалиновые метасоматиты. Особенности минерального состава, зональности, химизма, физико-химических и геохимических условий образования и связи с золоторудной минерализацией большинства перечисленных типов метасоматических пород рассмотрены нами ранее [6,7,9]. Поэтому здесь лишь отметим, что процессы дорудного метасоматизма играют в ряде случаев важную роль в формировании золоторудных месторождений: во-первых - образование дорудных метасоматитов сопровождается появлением в составе их промежуточных и внешних зон широких ореолов повышенных (по сравнению с фоновыми значениями) содержаний золота и других рудных элементов, которые вовлекаются в последующее гидротермальное минералообразование предрудной и рудной стадий; во-вторых - дорудные метасоматиты, особенно - кварц-турмалин-хлоритовой формации и различные фации скарновой формации, являются благоприятной средой для нейтрализации золотоносных гидротерм, а соответственно - и локализации оруденения.

2) Предрудные метасоматиты, в отличие от дорудных, обычно вмещают рудные тела и по времени формирования непосредственно

предшествуют рудоотложению. Иногда образование их сопровождается синхронным осаждением промышленных концентраций золота и других металлов [4,5,9,II]. Характерными формациями прерудной стадии являются (по возрастающей глубине формирования) следующие: аргиллизиты, березиты-листвениты, кварц-серицитовые метасоматиты и кварц-мусковитовые грейзены. Между выделяемыми формациями устанавливаются фациальные переходы [9], которые в одних случаях осуществляются резко (на небольшом расстоянии по вертикали), в других - постепенно, что определяется особенностями строения раствороподводящих структур. В тех примерах, когда структуры (разломы, трещины) более или менее выдержаны по мощности и прослеживаются на многие сотни метров по вертикали (Льбавинское и Дарасунское месторождения), вдоль них формируются протяженные фации метасоматитов с постепенными переходами. В сложнопостроенных структурах - сочетание редких и маломощных раствороподводящих разломов и трещин, переходящих по востанию в широкие зоны брекчий (Илинское и Дельмачикское месторождения), либо в зоны повышенной трещиноватости и проницаемости вмещающих пород (Балейское и Тасеевское месторождения) - в области структурных и структурно-литологических переходов наблюдается резкая смена (через переходную маломощную фацию) метасоматических формаций [9]. Исследование условий минералообразования на границе фациальных переходов [6,8,9,10] указывает на то, что отмеченные закономерности смены одних метасоматитов другими обусловлены изменением в гидротермальной системе нескольких в различной мере взаимосвязанных физико-химических параметров ( $T^{\circ}C$ ,  $P$ ,  $pH$ ,  $C$  и др.). Естественно, не последнюю роль в развитии вертикальной зональности играют процессы взаимодействия растворов с боковыми породами, а также состав исходных растворов и пород, уровень грунтовых вод и другие факторы.

Если, однако, представить набор перечисленных выше фаций и формаций как продукты реализации единой гидротермальной стадии, то ведущей причиной, обусловившей развитие элементов вертикальной зональности в структурах первого типа, следует, по всей вероятности, считать плавное падение температуры (величину палеогеотермического градиента), вызывавшее постепенно

изменение активности серы, углекислоты и pH условий минералообразования в направлении поднимающегося раствора. В то же время, резкая смена одних метасоматитов другими, наблюдаемая в сложнопостроенных структурах, определяется в первую очередь перепадом внутреннего давления в гидротермальном потоке, приводящего к вскипанию растворов, сопровождающегося отделением (дегазацией) от них углекислого газа, сероводорода и других кислых летучих агентов; при этом происходит резкая нейтрализация гидротерм, что и обуславливает появление новой переходной фации метасоматитов. В некоторых случаях с образованием таких переходных метасоматитов генетически связывается отложение промышленных концентраций золота [9].

3) Сорудные метасоматиты. К данному типу относятся те разновидности измененных пород, которые непосредственно сопровождают отложение продуктивных ассоциаций. Здесь следует заметить, что изучение таких изменений представляется весьма затруднительным, поскольку продукты рудных стадий локализуются, как правило, среди предварительно измененных пород. Но иногда рудные прожилки встречаются за пределами зон прерудных метасоматитов во вмещающих породах. В этих примерах можно утверждать, что изменения здесь практически отсутствуют, если, конечно, не считать малоомощных (доли см, иногда первые см) околожильных оторочек, выраженных, в зависимости от состава прожилков, слабым окварцеванием, карбонатизацией, адуляризацией, сульфидизацией и др.

4) Сопряженно-рудные метасоматиты представляют собой продукты реализации единого постмагматического процесса, в котором в начальную стадию (стадию прерудного выщелачивания) развития некоторые нерудные и рудные элементы переходят в подвижное состояние или выщелачиваются из вмещающих пород метасоматизирующим раствором, а затем, при достижении раствором оптимальных геолого-структурных и термодинамических условий, выщелоченные и "первичные" элементы осаждаются в виде рудных парагенезисов и их ассоциаций (стадии синхронного или сингенетического рудоотложения). Не останавливаясь на доказательствах генетического единства (неразрывности) постмагматических образований стадии прерудного выщелачивания и сопря-

женного с нею синхронного рудоотложения, так как это было сделано ранее [6,9], лишь отметим, что сопряженно-рудные метасоматиты, выделяемые нами впервые, пользуются на золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья, видимо, ограниченным распространением.

Таким образом, изложенный выше материал свидетельствует о том, что наличие в Забайкалье разнообразных по морфологии, минеральному составу и условиям образования золоторудных месторождений обусловлено сложным сочетанием многих геологических и физико-химических факторов и процессов, ведущими из которых являются геолого-структурные, магматические и постмагматические, предопределявшие эволюцию физико-химических параметров рудообразующих растворов. Выявленные закономерности пространственно-временных и генетических соотношений этих процессов между собой и с золотым оруденением позволили рассмотреть возможные механизмы образования эндогенных ореолов и месторождений золота, а также подойти к разработке прогнозно-оценочных и поисково-разведочных критериев и дать конкретные рекомендации для проведения работ с целью обнаружения новых скрытых на глубине рудных тел и расширения перспектив известных месторождений. Полученные выводы и вытекающие из них практические рекомендации переданы производственным организациям. Сейчас уже подтвердились некоторые положительные прогнозы о распространности золотого оруденения на глубину и приуроченности золоторудной минерализации к системе трещин отрыва.

#### литература

1. Лапин Б.Н. Палеовулканические реконструкции в Онон-Туринской зоне Забайкалья. - В кн.: Методы составления палеовулканических карт. - Новосибирск: Наука, 1979, с.118-126.
2. Лапин Б.Н. Мезозойский вулканизм и золотое оруденение Забайкалья. - В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ними полезные ископаемые. Тезисы докл. - Тбилиси: Мецниереба, 1980, с.317-318.
3. Лапин Б.Н., Широких И.Н. Структурный контроль золотого оруденения в Алханайском районе Восточного Забайкалья. -

Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 16-23.

4. Широких И.Н. Околорудные хлоритовые метасоматиты и условия их образования.—Геол. и геофиз., 1976, № 10, с. 48-51.

5. Широких И.Н. Зональность, химизм и типоморфизм хлоритов некоторых гидротермальных месторождений.—В кн.: Геология и генезис редкометаллических и полиметаллических месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1978, с.137-154.

6. Широких И.Н., Борисенко А.С., Скороходов В.Н., Стадийность и физико-химические параметры образования метасоматитов Алханайского золоторудного узла (В.Забайкалье).—В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1979, с.139-147.

7. Широких И.Н., Борисенко А.С., Шугурова Н.А. Физико-химические параметры образования околорудных метасоматитов Илинского и Дыбьсинского золоторудных месторождений.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск, 1977, т. II, с.55-56.

8. Широких И.Н., Боровикова Г.А. Химизм светлых следов — индикатор термодинамических условий образования околорудных серицитсодержащих метасоматитов.—ДАН СССР, 1979, т.246, № 4, с. 953-957.

9. Широких И.Н., Лапин Б.Н., Боровикова Г.А., Скороходов В.Н. Метасоматоз и золотое оруденение в Алханайском районе Восточного Забайкалья.—Геол. и геофиз., 1979, № 8, с.56-65.

10. Щербань И.П., Дроздовская А.А., Широких И.Н. Термодинамическое моделирование вертикальной зональности метасоматитов формации лиственито-березитов.—В кн.: Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии.—Иркутск, 1980, с.41-42.

11. Щербань И.П., Широких И.Н., Боровикова Г.А. Физико-химические условия образования гидротермально измененных пород низко- и среднетемпературных рудных формаций.—В кн.: Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов.—Новосибирск; 1976, с.38-45.

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ РТУТНЫХ  
И СУРЬЯНО-РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эпитермальные сурьяно-ртутные и ртутные месторождения пользуются преимущественным распространением в областях тектоно-магматической активизации и относятся к ртутной рудной формации в отличие от вулканогенно-гидротермальных мышьяково-сурьяно-ртутных месторождений, развитых в областях недавнего и современного вулканизма и выделяемых в "опалитовую" ртутную формацию (Кузнецов, 1972). К ртутной рудной формации принадлежит значительная часть промышленных сурьяно-ртутных и ртутных месторождений в различных металлогенических провинциях Центрально-Азиатского трансконтинентального ртутного пояса, протягивающегося на несколько тысяч километров из районов Южного Тянь-Шаня на западе, до Становика-Джугджура на востоке. Месторождения ртутной рудной формации в пределах этого пояса структурно приурочены к зонам глубинных разломов, отличающихся длительной историей геологического развития и испытавших тектоно-магматическую активизацию в мезозое. Однако многие вопросы генезиса этих месторождений до последнего времени остаются дискуссионными. Различные, нередко взаимоисключающие представления о генезисе служат теоретической основой для поисковых критериев и прогнозно-металлогенических построений. Например, о генезисе известного ртутного месторождения Альмаден в Испании выдвинуты четыре гипотезы: венильно-гидротермальная, метаморфогенно-гидротермальная, гидротермально-осадочная и "рудной магмы". Разные точки зрения имеются и на происхождение ртутных месторождений Донецкой, Среднеазиатской, Алтае-Саянской, Забайкальской и Верхояно-Колымской рудных провинций. Авторы тех или иных генетических представлений по-разному решают важнейшие проблемы генезиса: соотношение ртутных месторождений с магматизмом и другими эндогенными месторождениями; проблему источников рудообразующих веществ и происхождения рудоносных гидротермальных растворов; причины рудоотложения. Эти проблемы нами рассматриваются на примерах



месторождений ряда ртутных провинций Центрально-Азиатского пояса.

Связь с магматизмом, генетические ряды рудных формаций, источники растворов и рудообразующих веществ

Признаки мезозойской тектоно-магматической активизации зон глубинных разломов, в которых преимущественно локализованы ртутные месторождения, выражены в формировании мезозойских приразломных (часто унаследованных от позднепалеозойских) прогибов и грабенов, выполненных существенно молассовыми континентальными толщами, а в Забайкалье и Монголии – мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Характерным признаком активизации также является проявление в этих структурах глубинного базальтоидного и щелочно-базальтоидного мезозойского магматизма.

Ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения проявлены не обособленно. Они являются закономерными членами генетических рядов рудных формаций эпитермальных месторождений этапа мезозойской тектоно-магматической активизации и парагенетически связаны с проявлениями базальтоидного магматизма (и в особенности щелочно-базальтоидного формационного типа) в зонах глубинных разломов, выраженных обычно протяженными поясами даек и мелких штоков. Генетические ряды рудных формаций в конкретных провинциях и районах могут отличаться. Они бывают полными и редуцированными. Близкие генетические ряды рудных формаций эпитермальных месторождений повторяются во многих других рудных районах и провинциях, что позволяет использовать эту закономерность для целей прогноза [Магакьян, 1969, Кузнецов, 1975) 6].

Формирование генетических рядов рудных формаций рассматривается нами как следствие прерывистого режима отделения летучих компонентов от глубинных очагов базальтоидных магм, зарождавшихся и развивавшихся в корневых частях зон глубинных разломов в ходе тектонической активизации под воздействием восходящих потоков интрателлурических растворов. Возможной причиной рудоносности тех или иных базальтоидных магматических комплексов является состав мантии, неоднородной по лате-

рали, от чего зависит и металлогеническая специализация рудных провинций в целом. При становлении таких магматических очагов происходило обогащение расплавов щелочами, летучими компонентами (фтор, хлор, уголекислота, вода), высоколетучими рудными элементами (мышьяк, ртуть, сурьма), летучими соединениями этих и других металлов, и затем перемещение расплавов вверх вдоль магмовода, обеспечивавшее эффективную миграцию металлов из глубин мантии в верхние зоны земной коры, и зарождение металлоносных ювенильных гидротерм вследствие отделения флюидов еще на значительных глубинах при снятии давления в зонах повышенной проницаемости земной коры. Таким образом, наличие парагенетических связей эпитермальных месторождений этапа мезозойской тектоно-магматической активизации с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма во многом предопределяет природу металлоносных растворов и источники основных компонентов руд, т.е. их ювенильное происхождение. Этот вывод подтверждается современными данными по геохимии ртути, сурьмы и мышьяка, сходством изотопного состава земной и метеоритной ртути, вариациями отношений стабильных изотопов ртути в рудах, механизмом ее изотопного фракционирования вследствие термодиффузии в процессах глубинной миграции ртути [12, 7, 8, 9].

Определенная роль в процессах минералообразования, несомненно, принадлежит веществу, мобилизованному из пород земной коры, и различным типам экзогенных вод, с которыми растворы ювенильного происхождения неизбежно будут смешиваться при подъеме к поверхности по зонам проницаемости, которыми служат глубинные разломы. Это позволяет утверждать, что в формировании эпитермальных месторождений, в том числе сурьмяно-ртутных и ртутных, принимали участие полигенные гидротермальные растворы. В ряде рудных провинций полигенность гидротерм подтверждается изотопными исследованиями водорода, углерода и кислорода в газовой-жидких включениях и минералах руд (Стабильные изотопы ..., 1977). Об этом же свидетельствуют компонентный состав и концентрация растворов и газовой фазы индивидуальных включений в рудных и жильных минералах эпитермальных месторождений различных рудных формаций и минеральных типов [3, 5, 12]. Имеющиеся геологические и геохимические данные позволяют

считать, что ювенильное (мантийное) происхождение при формировании руд имели фтор, углекислота, мышьяк, ртуть, сурьма, частично хлор, щелочи, сера и др. [12,14,16].

Как отмечалось, существуют и другие взгляды на источник основных компонентов руд ртутных месторождений и прежде всего ртути. Ряд исследователей полагает, что ее источником могли быть породы земной коры и в частности для месторождений Горного Алтая и Кузнецкого Алатау вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кембрия и девона (Грицук и др., 1970; Иванкин, Туркин, 1972). Проведенные нами специальные геохимические исследования распределения ртути в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах (от венда до карбона) внерудных полей в Горном Алтае и Кузнецком Алатау не выявили хоть сколько-нибудь повышенных исходных содержаний ртути. Содержания ртути в различных по возрасту и составу толщах оказались на уровне значений кларка ( $3,2 \cdot 10^{-6}$ – $6,9 \cdot 10^{-6}$  вес.%). Повышенные содержания ртути в породах во всех случаях имеют эпигенетический наложенный характер и связаны с первичными положительными ореолами рассеяния ртути, обычно сопровождающими формирование ртутных месторождений [6].

Вместе с тем, отчетливо устанавливается заимствование вещества из окружающих пород на путях движения растворов и в зоне минералообразования при их гидротермальном изменении. Присутствие в рудах **Cu, Pb, Zn, Fe, Ni, Co, Ba** и некоторых других элементов непосредственно связано с мобилизацией этих элементов из вмещающих пород, что доказывается их относительной концентрацией лишь в некоторых минеральных типах ртутных месторождений (никеля и кобальта – в месторождениях листовникового; **Pb, Zn, Cu, Ba** – в месторождениях баритово-киноварного и баритово-блекловорудного минеральных типов и т.п.). В галените и других минералах, содержащих свинец, в ртутных рудах установлено преобладание "породного" радиогенного изотопа свинца [15]. Значительным разбросом  $\delta^{34}\text{S}$  характеризуется изотопный состав серы сульфидов и сульфатов описываемых ртутных месторождений, что позволяет в ряде случаев достаточно уверенно говорить о ее коровом происхождении (Тува, Юг Сибирской платформы). В тех же случаях, когда значение  $\delta^{34}\text{S}$

близко к "метеоритному" стандарту, о ее источнике однозначных выводов сделать нельзя, также как нельзя исключить участие в процессах минералообразования серы венильного происхождения [3, I2, I6]. Очевидны процессы заимствования из вмещающих пород петрогенных элементов - кремния, кальция, магния, железа и др.

### Состав и свойства гидротермальных рудообразующих растворов и причины рудоотложения

Исследование состава минералообразующих сред по газово-жидким включениям в минералах позволило установить, что в формировании ртутных месторождений принимали участие три типа растворов: сульфидно-хлоридные, сульфидно-хлоридно-карбонатные и сульфидно-карбонатные. Эти растворы отличаются составом и концентрацией растворенных в них солей (KCl, NaCl, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, Na(HCO<sub>3</sub>), Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), а также сульфидной серы, ртути и других элементов. Выявляется и определенная зависимость минерального состава руд и характера околорудных изменений вмещающих пород от состава и свойств минералообразующих растворов [2, 4, I0, II].

Гидротермальные растворы, сформировавшие рассматриваемые месторождения ртутной рудной формации, были сложными по составу достаточно концентрированными растворами электролитов, содержащими переменные количества таких важных комплексобразователей как анионы хлора, сульфидной серы и углекислоты, что обеспечивало перенос этими растворами основных элементов руд - Hg, Sb и As, а также второстепенных элементов - Zn, Cu, Cd и Pb. Эти растворы при взаимодействии с вмещающими породами экстрагировали из них Fe, Ni, Ca, Mg и кремнекислоту, вошедшие в состав различных рудных и жильных минералов. Ведущими химическими формами переноса металлов в гидротермальных растворах были комплексные соединения, причем наряду с простыми (однородными) комплексами, например, хлоридными, сульфидными, бисульфидными, гидроксидными, карбонатными и т.д., существенная роль, по-видимому, принадлежала стехиометрически более сложным комплексам, например, смешанным (полилигандным и полиядерным).

Опираясь на имеющуюся к настоящему времени конкретную качественную и количественную физико-химическую информацию о существовании возможных химических форм Hg II в гидротермах различного состава и специальные термодинамические расчеты, уточнено представление о свойствах гидротермальных рудообразующих растворов и формах переноса в них ртути [1]. Прежде всего, необходимо подчеркнуть, что реальные концентрации таких комплексообразователей как  $Cl^-$  и сульфидная сера в природных гидротермах исключают возможность переноса ртути в форме  $Hg^0$  в этих растворах. Устанавливаются также определенные различия в свойствах и металлоносности растворов, формировавших эпitherмальные месторождения и отличающихся составом и концентрацией растворенных в них солей. Сульфидно-хлоридные и сульфидно-хлоридно-углекислые растворы являются слабокислыми или кислыми ( $pH = 5,8-3,2$ ), что обуславливает существенную роль хлоридных комплексов ( $HgCl_n^{n-2}$ ) в переносе ртути этими растворами, в особенности при высоких температурах и низких содержаниях в них сульфидной серы. С повышением ее содержания заметно возрастает роль сложного хлоридногидросульфидного комплекса,  $HgClHS$ , а при высоких содержаниях - бисульфидного,  $Hg(HS)_2$ , комплексов. Именно для этих растворов наиболее отчетливо выражена зависимость возможной металлоносности по ртути-II от изменения pH и особенно от температуры, снижение которой до  $25^\circ C$  приводит практически к полному осаждению сульфида ртути. Способность переноса ртути-II такими растворами достаточно высока -  $n \cdot 10$  г/кг  $H_2O$ . Сульфидно-хлоридно-карбонатные и сульфидно-карбонатные (бикарбонатные) растворы являются щелочными ( $pH = 7,3-11,5$ ), и перенос ртути в них происходит в виде гидросульфидносульфидного,  $HgS(HS)^-$ , сульфидного  $HgS_2^{2-}$  комплексов.

Величина возможной металлоносности этих растворов прямо связана лишь с концентрацией сульфидной серы и в меньшей мере зависит от изменения температуры и pH, хотя влияние этих параметров также ощутимо. При соответствующих концентрациях сульфидной серы величина металлоносности этих растворов по ртути-II может составить  $n$  г/кг  $H_2O$ .

Как показывает анализ условий комплексообразования, к

числу интенсивных факторов, влияющих на осаждение сульфида ртути из этих растворов, относятся: изменение температуры, рН, и концентрации сульфидной серы. Совершенно очевидно, что изменение этих параметров в природных процессах функционально связано с общей направленностью эволюции свойств растворов, перепадами давления и ростом окислительно-восстановительного состояния гидротермальной системы при подъеме растворов к поверхности и другими факторами. Огромная роль в изменении состава и свойств рудоносных растворов принадлежит взаимодействию их с вмещающими породами в ходе процессов предрудного и рудосопровождающего метасоматоза, разбавлению встреченными потоками метеорных вод. Эти вопросы подробно рассмотрены в ряде опубликованных работ [4,5,6,11,12]. Выявление причин, вызывающих осаждение сульфида ртути из растворов, позволяет расшифровать условия рудоотложения на различных промышленных типах ртутных месторождений, что имеет важное практическое значение для прогноза, поисков и разведки этих месторождений.

#### Литература

1. Белеванцев В.И., Гущина Л.В., Оболенский А.А. Гидротермальные растворы и миграция ртути.—Новосибирск, 1980.—32 с. (ИГиГ СО АН СССР, препринт № 4 ).
2. Борисенко А.С., Васильев В.И., Оболенский А.А., Шугурова Н.А. Состав газовой-жидких включений в минералах руд ртутных месторождений и химизм рудоносных растворов:—ДАН СССР, 1974, т.214, № 3, с.673—676.
3. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Зайков В.В., Оболенский А.А., Толькин В.Г. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск: Наука, 1979, т.П, с.226—235.
4. Борисенко А.С., Оболенский А.А. О соотношении аргиллизации вмещающих пород и рудоотложения на ртутных месторождениях.—В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов.—М.: Наука, 1977, с.119—138.

5. Борисенко А.С., Оболенская Р.В., Оболенский А.А. Физико-химические условия формирования различных минеральных парагенезисов на эпitherмальных месторождениях флюорита.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск, 1977, т.П, с.115—116.

6. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области / В.А.Кузнецов, В.И.Васильев, А.А.Оболенский, И.П.Щербань.—Новосибирск: Наука, 1978.— 293 с.

7. Доильницын Е.Ф., Зюзин В.И., Оболенский А.А., Перцева А.П. Фракционирование изотопов ртути в природе.—В кн.: Изотопы в природе.—Тр.Центр.ин-та изотопов и излучений АН ГДР, Лейпциг, 1980, № 30, с.233—238.

8. Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества.—Геол. и геофиз., 1970, № 4, с.44—56.

9. Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Возможный механизм природного фракционирования изотопов ртути.—ДАН СССР, 1980, т.252, № 2, с.459—460.

10. Оболенский А.А., Борисенко А.С. О соотношении лиственитизации и рудоотложения на ртутных месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа.—В кн.: Геология и генезис редкометаллических и полиметаллических месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1978, с.27—42.

II. Оболенский А.А., Борисенко А.С. Физико-химические параметры и главные факторы рудообразования на эпitherмальных месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Новосибирск: Наука, 1979, т.П, с.181—193.

12. Оболенский А.А., Борисенко А.С., Оболенская Р.В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпitherмальных месторождений ртути, сурьмы, мышьяка.—В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1979, с.42—71.

13. Оболенский А.А., Доильницын Е.Ф. О природном фракционировании изотопов ртути.—ДАН СССР, 1976, т.230, № 3, с.701—704.

14. Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Роль интрателлури-

ческих растворов в формировании эпitherмальных месторождений ртути.—В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии.—Иркутск, 1977, с.88–89.

15. Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Шпилов Л.Д. Сходство изотопного состава свинца в рудах ртутных и свинцовых месторождений как критерий единства источников рудного вещества.—В кн.: III Всесоюзн. симпозиум по применению стабильных изотопов в геологии. Тез.докл.—М., 1970, с.50–51.

16. Озерова Н.А., Виноградов В.И., Оболенский А.А. и др. Об источниках серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления.—В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.—Новосибирск: Наука, 1976, с.187–210.

А.С.Борисенко

#### ФОРМАЦИИ ОКОЛУРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РТУТИ, СУРЬМЫ И МЫШЬЯКА

Исследования околорудных метасоматитов месторождений ртути, сурьмы и мышьяка, проведенные в последнее время в лаборатории рудных формаций ИГиГ СО АН СССР, были направлены на разработку формационной классификации этих образований с целью дальнейшей конкретизации поисковых критериев того или иного типа оруденения. Теоретические основы формационного анализа гидротермально измененных пород были сформулированы в работах Д.С.Коржинского, Н.И.Наковника, В.А.Ларикова, Б.И.Омельяненко и других исследователей, предложивших в качестве основных элементов формационной классификации околорудных метасоматитов выделять: метасоматические фации — метасоматические формации — ряды сопряженных метасоматических формаций. Такой подход и был положен в основу формационного анализа околорудных метасоматитов ртутных, сурьмяных и мышьяковых месторождений, относимых к четырем различным рудным формациям: ртутной, ртутно-сурьмяно-вольфрамовой, опалитовой и зо-



лото-сурьмяной. Различия в геологическом строении этих месторождений, минеральном составе руд и физико-химических условиях их формирования нашли свое отражение и в составе околорудных метасоматитов (табл.). На месторождениях ртутной руд-

Таблица

Фаши и формации околорудных метасоматитов  
на месторождениях Hg, Sb, As.

Рудная формация	Метасоматическая формация	Метасоматическая фашия	Примеры типовых месторождений
Р. т у т н а я	Аргиллизиты	Каолинитовая	Никитовка, Терлигхая, 3-й уч.
		Гидрослюдистая	Чаган-Узун, Терлигхая, 2-ой уч.
	Пропилиты	Хлорит-карбонатная	Узунсайское, Карабейдкское
	Вторичные кварциты	Пирофиллитовая	Чалайлыгское
	Кварц-турмалиновая	Гидрослюдистая	Терлигхая, Узунсайское
Березиты	Серицитовая	Майское, Бульктинское	
Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая	Аргиллизиты	Гидрослюдистая	Барун-Шивея
Опалитовая	Сольфатарные Аргиллизиты	Серная Алунитовая	Узон, Сульфур-Бенк
	Аргиллизиты	Каолинитовая	Боркут
Золото-сурьмяная	Березиты	Серицитовая	Сарылах, Удерея
	Аргиллизиты	Гидрослюдистая	

ной формации наиболее распространенным типом околорудных метасоматитов является аргиллизированные породы, к более редким относятся пропилиты, вторичные кварциты, кварц-турмалиновые метасоматиты и березиты. На вулканогенно-гидротермальных месторождениях опалитовой ртутной формации преимущественно развиты гидротермальные и сольфатарные аргиллизиты. Для место-

рожденный золото-сурьмяной формации характерны березиты и в меньшей мере аргиллизированные породы. Таким образом, на месторождениях рассматриваемой группы установлено шесть типов гидротермально измененных пород, относящихся к различным формациям: сольфатарных и гидротермальных аргиллизитов, березитов, вторичных кварцитов, пропилитов и кварц-турмалиновож метасоматитов. Наибольшее распространение среди них получили аргиллизированные породы. Выделяется два типа (формации) этих метасоматитов — сольфатарные и гидротермальные аргиллизиты (Омельяченко, 1976).

Сольфатарные аргиллизиты развиты преимущественно на вулканогенно-гидротермальных месторождениях опалитовой ртутной формации, располагающихся в областях современного или недавнего вулканизма и активной термальной деятельности.

Общепринято представление о сольфатарной аргиллизации как приповерхностном процессе, который развивается в породах под воздействием кислых сульфатных растворов, возникающих в зоне высокой активности кислорода при окислении сероводорода до серной кислоты. Воздействие кислых сульфатных вод на породы алюмосиликатного состава (кислые, средние, основные) приводит к появлению алунитовых или серных кварцитов, кварц-дикситовых метасоматитов, содержащих диаспор, алуниит, самородную серу. Такие метасоматиты описаны на ртутных месторождениях Камчатки (Алнейское, Анавгайское, Узон, Чемшуга), США (Сульфур Бэнк и др.) и других районов. Породы магнезиально-силикатного состава, попадая в зону сольфатарной аргиллизации, подвергаются интенсивному выщелачиванию с образованием пористых или плотных агрегатов опала (опалиты), ассоциирующего с самородной серой, глинистыми минералами и киноварью. Изменение пород карбонатного состава (известняки, доломиты, мергели) выражается в их интенсивном выщелачивании, окварцевании, ангидритизации и огипсовании (Уайт, 1970).

Гидротермальные аргиллизиты широко проявлены на эпитермальных месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка различных формационных типов. Как показали исследования газово-жидких включений, в формировании этих метасоматитов принимали участие гидротермальные низкотемператур-

ные (ниже 250°) растворы полигенного происхождения, характеризующиеся, как правило, сложным солевым и газовым составом и высокой концентрацией. В зависимости от конкретной геологической обстановки, химического состава исходных пород и физико-химических параметров процесса аргиллизации заметно меняется минеральный состав и строение колонок аргиллизированных пород. Установлено три типа колонок аргиллизированных пород, принципиально отличающихся по составу минеральных парагенезисов внутренних метасоматических зон: кварц+ каолинит (диксит), кварц+гидрослюда, кварц+галлуазит [1,3,4]. Метасоматиты каждой из этих колонок рассматриваются нами как соответствующие фации формации аргиллизитов: каолинитовая, гидрослюдистая, галлуазитовая.

Процесс аргиллизации на рассматриваемых месторождениях развивается стадийно. В раннюю стадию происходит формирование предрудных аргиллизитов, каолинитовой или галлуазитовой фаций, сменяющихся во времени гидрослюдистым метасоматозом, выделяемом нами в качестве рудосопровождающего на ртутных месторождениях. Интенсивность проявления гидрослюдистого рудосопровождающего метасоматоза обычно коррелируется с масштабом рудоотложения на ртутных месторождениях. Это позволяет достаточно уверенно отличать зоны рудоносных аргиллизированных пород от безрудных [3,5].

Метасоматиты формации березитов характерны в основном для золото-сурьмяных месторождений и лишь в последнее время были установлены на некоторых ртутно-сурьмяных месторождениях в Восточном Забайкалье (Майское, Булыктинское). На этих месторождениях березиты имеют довольно простой и постоянный минеральный состав (кварц, серицит, анкерит, пирит) и близкое строение метасоматических колонок. Внешние зоны их сложены альбитом, хлоритом, эпидотом и карбонатом, промежуточные - альбитом, серицитом, кварцем и анкеритом, а внутренние - кварцем, серицитом, анкеритом и пиритом. Иногда в составе этих метасоматитов отмечается пиррофиллит, парагонит, турмалин и смешаннослоистые минералы (Бергер, 1978).

Формирование березитов несколько предшествует рудоотложению на золото-сурьмяных месторождениях и отчасти совпадает с

ранней рудной стадией. На ртутно-сурьмяных месторождениях березиты образуют околожильный ореол изменения вмещающих пород вокруг кварц-антимонитовых прожилков, содержащих также Hg - сфалерит, сульфосоли и другие минералы.

Изучение физико-химических условий образования березитов показало, что процесс березитизации развивается на фоне общего падения температур от 340° на золото-сурьмяных и 260° на ртутно-сурьмяных месторождениях до 70-60°, и давлениях, достигающих 1000-1500 бар. Для березитизирующих растворов характерны высокие концентрации углекислоты (до 30 вес.%) и низкие, либо умеренные концентрации солевых компонентов.

Вторичные кварциты - довольно редкий тип гидротермально измененных пород на месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка, хотя выделяли их достаточно часто, ошибочно относя к ним сольфатарные или гидротермальные аргиллизиты. Впервые достоверно вторичные кварциты были установлены на Чалайлыгском, Алды-пеш-шелигском и Безмянном рудопроявлениях в Туве, где они слагают мощные и протяженные зоны гидротермально измененных пород, состоящих из кварца, пирофиллита, диаспора, зуншита и алунита. В строении метасоматической колонки вторичных кварцитов принимают следующие зоны (от внешних к внутренним): хлорит-карбонатная, гидрослюдисто-диккитовая, диксит-пирофиллитовая и пирофиллит-диаспоровая. Формирование основного парагенезиса этих метасоматитов (кварц+пирофиллит+диаспор) предшествовало отложению киновари, кристаллизовавшейся в заключительные периоды гидротермального процесса в составе кварц-пирофиллитовых и барит-диккитовых прожилков.

Таким же редким типом оруденения метасоматитов на месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка являются и кварц-турмалиновые метасоматиты, более характерные для золоторудных и оловорудных месторождений. В настоящее время они известны лишь на нескольких ртутных месторождениях: Терлигхайском, Узунсайском, Чазадырском и Туве, Чампуринском на Камчатке и некоторых других. Впервые они были установлены на Терлигхайском месторождении, где слагают довольно мощные зоны черных или темно-синих кварцитов, состоящих в основном из кварца, турмалина и пирита. Метасоматическая ко-

лонка кварц-турмалиновых метасоматитов состоит из следующих зон (от внешних к внутренним): хлорит-карбонатной, гидрослюдистой, гидрослюдисто-турмалиновой и кварц-турмалиновой. Широкое развитие гидрослюда в составе этих метасоматитов и низкие температуры (ниже  $250^{\circ}$ ) их образования позволяют отнести эти породы к низкотемпературной гидрослюдистой фации кварц-турмалиновой метасоматической формации. Формирование зон кварц-турмалиновых метасоматитов происходит в предрудную стадию гидротермального процесса, из-за чего они нередко пространственно разобщены с ртутными рудами. В тех же участках, где происходит их совмещение (м-ние Чазадыр) отчетливо наблюдается пересечение кварц-турмалиновых метасоматитов кварц-киноварными и кварц-турмалин-киноварными прожилками.

Пропилиты известны на многих месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка, в особенности на месторождениях ртутной и опалитовой рудных формаций, где они описывались как хлоритизированные породы. Процесс их образования выражается в замещении алюмосиликатных минералов вмещающих пород хлоритом, карбонатом и незначительным количеством гидрослюда, альбита и эпидота. Преобладание хлорита и карбоната в составе пропилитов ртутных месторождений, а также низкие температуры их образования (ниже  $250^{\circ}$ ) позволяют отнести эти метасоматиты к хлорит-карбонатной фации пропилитов. Процесс формирования гидротермально измененных пород этого типа является в большинстве случаев одностадийным, поэтому и сами метасоматиты и пересекające их прожилки сложены одними и теми же минералами — хлоритом и карбонатом. Отложение ртутных руд сопряжено с заключительными периодами процесса пропилитизации и связано с формированием жильного выполнения.

В конкретных регионах на месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка отмечается, как правило, несколько типов гидротермально измененных пород, находящихся в определенной временной или пространственной взаимосвязи друг с другом. Они образуются в ходе единого гидротермального процесса, но в различной геологической и физико-химической обстановке. Проявление в том или ином регионе определенного комплекса околорудных метасоматитов, выделяемого нами в качестве генетического

ряда сопряженных метасоматических формаций, является отражением вертикальной зональности гидротермально измененных пород, характерной для рассматриваемых месторождений конкретного региона. Это достаточно четко можно показать на примере ртутных месторождений Тувы, Восточного Забайкалья и Северо-Востока СССР.

На ртутных месторождениях Тувы установлены гидротермально измененные породы, относящиеся к четырем метасоматическим формациям: аргиллизитов, пропилитов, вторичных кварцитов и кварц-турмалиновых метасоматитов. Особенностью их пространственного размещения является придуроченность к определенным стратиграфическим уровням: пропилитов - к породам  $\epsilon$  и  $0$ , пропилитизированных пород кварц-хлорит-гидрослюдисто-карбонатного состава - к силурийским отложениям, аргиллизированных пород - к отложениям  $D_1$ - $D_2$ , а вторичных кварцитов - к среднедевонским эффузивам. Такая придуроченность метасоматитов к отложениям определенного возраста является, на наш взгляд, следствием не столько стратиграфического контроля в их размещении, сколько глубины формирования, что подтверждается разносторонними геологическими и геохимическими исследованиями.

Близкая картина наблюдается и на ртутных месторождениях Восточного Забайкалья, где проявлены два типа околорудных метасоматитов: березиты и аргиллизиты. На месторождениях, локализованных среди мезозойских отложений наложенных впадин и прогибов, установлены только лишь аргиллизированные породы каолинитовой фации (Усть-Егье, Эпкошин, Тимошинское и др.). В более древних метаморфических породах и гнейтах, слагающих фундамент такого рода впадин, сурьмяно-ртутные ряды залегают среди березитов или аргиллизитов гидрослюдистой фации (Майское, Булыкнское и др.).

Еще более четко взаимоотношения метасоматитов, объединяемых в генетический ряд метасоматических формаций, можно проследить на вулканогенно-гидротермальных месторождениях опалитовой ртутной формации Северо-Востока СССР.

К настоящему времени выделено три таких ряда сопряженных метасоматических формаций, представленных следующими комплексами гидротермально измененных пород:

1. Аргиллизиты - вторичные кварциты - кварц-турмалиновые метасоматиты - пропилиты (эпитермальные ртутные м-ния Тувы).

2. Березиты - аргиллизиты (ртутные м-ния Восточного Забайкалья, золото-сурьмяные м-ния).

3. Сольфатарные аргиллизиты - гидротермальные аргиллизиты - пропилиты (месторождения опалитовой ртутной формации Северо-Востока СССР).

Проявление в том или ином регионе гидротермально измененных пород соответствующего ряда метасоматических формаций во многом обусловлено своеобразием физико-химической обстановки их формирования. Метасоматиты аргиллизит-березитового ряда развиваются в условиях умеренных глубин, при воздействии на исходные породы гидротермальных растворов резко обогащенных углекислотой, при температурах ниже  $350^{\circ}$  и давлениях до 1000-1500 бар. Формирование ряда сопряженных метасоматитов ртутных месторождений Тувы (аргиллизиты, вторичные кварциты, пропилиты, кварц-турмалиновые метасоматиты) происходило в условиях малых глубин, относительно низких температур (ниже  $250^{\circ}$ ) и давлений (до 550 бар) при участии высококонцентрированных хлоридно-натриево-кальциевых растворов. Для образования сольфатарных аргиллизитов и сопряженных с ними метасоматитов характерны близповерхностные условия, низкие температуры и давления, разбавленные гидротермальные растворы, в составе которых существенную роль играют метеорные воды.

Таким образом, проведенные исследования показали, что гидротермально измененные породы месторождений ртути, сурьмы и мышьяка характеризуются значительно большим разнообразием нежели считалось ранее. Они представлены метасоматитами низкотемпературных формаций (сольфатарные и гидротермальные аргиллизиты), либо низкотемпературными фациями метасоматитов, образующихся в широком диапазоне температур (пропилиты, вторичные кварциты, березиты, кварц-турмалиновые метасоматиты).

#### Литература

1. Борисенко А.С., Оболенский А.А. Некоторые типы метасоматитов на ртутных месторождениях и условия локализации в них оруденения. - В кн.: Тезисы докл. IV Всесоюз. конференции по метасоматозу. - Л., 1976, с.140-141.

2. Борисенко А.С., Оболенский А.А. Минеральные типы лиственитов и физико-химические условия их образования.—В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии.—Новосибирск: Наука, 1976, т.9, с.193–207.

3. Борисенко А.С., Оболенский А.А. О соотношении аргиллизации вмещающих пород и рудоотложения на ртутных месторождениях.—В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов.—М.: Наука, 1977, с.119–138.

4. Борисенко А.С., Оболенский А.А. Метасоматиты и условия локализации в них ртутного оруденения.—В кн.: Метасоматизм и рудообразование.—М.: Наука, 1978, с.168–176.

5. Оболенский А.А., Борисенко А.С. О соотношении лиственитизации и рудоотложения на ртутных месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа.—В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1978, с.27–42.

В.И.Васильев

#### НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ РУД РТУТНЫХ И РТУТЬСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

В процессе изучения минерального состава руд ртутных и отдельных ртутьсодержащих месторождений среди парагенетических ассоциаций гипогенных и гипергенных минералов автором обнаружены весьма редкие природные соединения и открыты новые минеральные разновидности и виды, которые были неизвестны до настоящего времени. Сведения о многих из них были опубликованы ранее [1]. За последние пять лет список таких минералов пополнялся за счет новых находок. Из них к числу редких гипогенных минералов принадлежат твалчрелидзит, Hg-содержащий и (Hg, Cd) – содержащий сфалериты. Как представляется, совершенно новым минералом является баянханит (сульфид меди и ртути). В минеральных ассоциациях гипергенных соединений ртути впервые в СССР обнаружен кордероит, открыты также новые



минеральные виды, как кузнецовит, шаховит, поярковит, келянит, найдены мошелляндсбергит и амальгамы серебра. Ниже дается краткое описание этих соединений и характерных для них парагенетических ассоциаций минералов.

Новые разновидности сфалерита ртуть- и ртуть-кадмийсодержащие -  $(\text{Hg}, \text{Zn})\text{S}$  и  $(\text{Cd}, \text{Hg}, \text{Zn})\text{S}$  - обнаружены дополнительно в рудах ртутных рудопроявлений Ак-Кая, Сарасинском флюоритовом участке, участке Новом (Горный Алтай), Арзакском ртутном рудопроявлении (ТувАССР), сурьмяно-ртутном месторождении Джижикрут (Средняя Азия), флюоритовом месторождении Идермег-Баян-Хан-Ула (МНР). Ранее автором была открыта и изучена только ртутьсодержащая разновидность сфалерита с II-19% изоморфной примеси Hg. Новые находки сфалеритов в рудах различных месторождений показали, что имеется еще одна разновидность  $(\text{Cd}, \text{Hg})$ -содержащая [2,3]. Существенно Hg-разновидность характеризуется увеличенными (II,5-28,5%) количествами изоморфной примеси этого элемента и пониженными Cd. Наоборот, в  $(\text{Cd}, \text{Hg})$ -содержащую разновидность входит от II,0% и менее примеси Hg и от 2 до 4% Cd, что делает ее сравнимой с собственно Cd-содержащей разновидностью прибрамитом. Для обеих разновидностей сфалерита характерны увеличенные твердость, отражение и параметр решетки. В зоне окисления они разрушаются с образованием порошковатой вторичной (гипергенной) киноваря. Установлено, что обе разновидности сфалерита кристаллизуются раньше киноваря и подчас в разных с ней стадиях и парагенетических ассоциациях минералов. Установлено также, что количество примеси Hg в сфалеритах закономерно возрастает от более ранних его генераций к более поздним и самыми высокими концентрациями отличаются сфалериты одной с киноварью парагенетической ассоциации минералов. Обратная закономерность наблюдается в отношении Cd. Наиболее высокие его концентрации типичны для самых ранних парагенетических ассоциаций минералов, разобщенных во времени образования с парагенетическими ассоциациями, включающими киноварь. Парагенетическая ассоциация минералов с  $(\text{Cd}, \text{Hg})$ -сфалеритом чаще всего имеет наибольшее число сопровождающих его ранних сульфидов и сульфосолей. Как правило, это пирит, марказит, галенит, халькопирит, энаргит, халькостибит,

блелая руда (в том числе ртутьсодержащая), иногда серебро. Главными жильными минералами такой ассоциации являются кварц, халцедон, флюорит и иногда небольшие количества глинистых минералов.

Твалчрелидзеит -  $Hg_{12}(Sb, As)_8S_{15}$  - редкий минерал, встречен в ртутных рудах рудопоявления Тутё (Горный Алтай). Это вторая находка минерала в мире [4]. Он отличается в отраженном свете серо-голубоватым оттенком, незначительным двуотражением, умеренной анизотропией и темно-красными внутренними рефlekсами. Минерал содержит:  $Hg = 66,1$ ;  $Cu = 0,15$ ;  $Fe = 0,11$ ;  $As = 8,54$ ;  $Sb = 12,9$ ;  $S = 10,3$ ; сумма = 98,1 (вес.%). Парагенетическая ассоциация минералов, сопровождающих твалчрелидзеит, состоит из кварца, серицита, хлорита, барита, гематита, пирита, пирротина, кубанита, валлериита, халькопирита, Hg-содержащей блелой руды, киновари, самородного мышьяка.

Баянханит - новый сульфид меди и ртути; по составу ближе всего соответствует формуле  $Cu_6HgS_4$ . Открыт на флюоритовом месторождении Идермег-Баян-Хан-Ула (МНР), в рудных телах которого заметную роль играет смешанная медно-свинцово-цинковая со ртутью минерализация, зачастую образующая гнезда слитных полисульфидных руд [5]. Минерал встречается в виде корродированных зерен неправильной и удлиненной формы в киновари и халькозине. Поперечные срезы удлиненных зерен имеют правильные гексагональные очертания. В отраженном свете почти белый, со слабым кремовым оттенком, сильно двуотражающий, сильно анизотропен; в отдельных зернах наблюдается пластинчатое двойникование. По-видимому, имеется спайность, параллельная длинной оси индивидов. Средний состав баянханита:  $Cu=55,8$ ;  $Hg=25,4$ ;  $S=18,4$ ; сумма=99,6 (вес.%). Основные линии рентгенограммы: (4) (4,65); (6) (3,75); (8) (3,25); (8) (3,11); (10) (2,74); (10) (2,66); (6) (2,462); (4ш) (2,257-2,201).

Парагенетическая ассоциация гипогенных минералов, сопровождающих баянханит, включает кварц, халцедон, флюорит, пирит, марказит, халькопирит, галенит, халькозин, киноварь.

Мошелландсбергит -  $(Ag_2Hg_3)$  и амальгама серебра обнаружены в массивных полисульфидных рудах флюоритового месторождения Идермег-Баян-Хан-Ула [5]. В шлифах обладают высоким отражени-

ем и слегка кремовым оттенком, имеется спайность. Различаются две фазы: изотропная и анизотропная. Изотропная фаза по составу полностью отвечает формуле мошелландсбергита  $\text{Ag}_2\text{Hg}_3$  и имеет аналогичную с ним рентгенограмму, основные линии которой: (5) (3,56); (10) (2,35); (3) (2,26); (3) (1,965); (4) (1,668); (3) (1,449); (4) (1,418); (7) (1,364); (4) (1,273); (5) (1,235). Анизотропная фаза соответствует составу (вес.%):  $\text{Ag} = 31,0$ ;  $\text{Hg} = 67,1$ ; сумма = 98,1. Окончательно еще не исследована.

Обе фазы имеют гипергенное происхождение и встречаются в массах перуссита, выполняющего пространства в друзовых полостях с кристаллическим кварцем на стенках.

Кордероит -  $-\text{Hg}_3\text{S}_2\text{Cl}_2$  - обнаружен впервые на территории СССР в окисленных ртутных рудах Арзакского рудопоявления (Тува). Встречен в виде кристаллических корочек и отдельных кристаллов ромбододекаэдрического и более сложного облика на разрывающихся зернах и кристаллах киновари [6]. Также обнаружен нами в окисленных рудах Хайдарканского месторождения, где он чаще всего образует кубические по форме кристаллы, как правило, с реликтами киновари во внутренних частях. Минерал бесцветный, изотропный, хрупкий, без спайности. Состав кордероита Арзакского рудопоявления:  $\text{Hg} = 82,6$ ;  $\text{Cl} = 9,49$ ;  $\text{S} = 8,65$ ; сумма = 100,74 (вес.%). Основные линии рентгенограммы: (5) (6,35); (10) (3,66); (6) (2,83); (8) (2,58); (4) (2,396); (4) (2,113); (6) (1,757); (3-4) (1,536).

Кордероит встречается в ассоциации с другими гипергенными минералами: каломелью, зглестонитом, кузнецовитом, самородной ртутью. Замещается каломелью.

Кузнецовит -  $\text{Hg}_6\text{As}_2\text{Cl}_2\text{O}_9$  - открыт в окисленных рудах Арзакского рудопоявления (Тува) и месторождения Хайдаркан (Китр ССР). Назван в честь академика АН СССР В.А.Кузнецова [7]. Минерал образует кристаллы тетраэдрического габитуса и неправильные по форме зерна слабо-коричневого или клейофанового цвета, хрупкий, полупрозрачный, твердость около 3. Спайность не обнаружена. Изотропный, отражение невысокое, в пределах 18-16%. Относится к кубической сингонии, параметр решетки  $a_0 = 8,40 \text{ \AA}$ ,  $Z = 2$ . Состав минерала:  $\text{Hg} = 77,62$ ;  $77,97$ ;  $\text{As} = 8,75$ ;  $8,87$ ;  $\text{Cl} = 4,50$ ;  $4,55$ ;  $\text{O} = 8,97$ ;  $9,33$ ; суммы = 99,84 и 100,72 (вес.%)

соответственно для кузнецовита Арзакского рудопроявления и Хайдарканского месторождения.

Основные линии рентгенограммы: (6) (4,86); (5) (4,21); (5) (3,77); (6) (3,43); (7) (2,81); (5) (2,66); (10) (2,53); (4) (2,245); (4) (2,038); (4) (1,927); (6) (1,834) (Арзак).

Кузнецовит встречается на Арзакском рудопроявлении в ассоциации с каломелью, зглестонитом, кордероитом, самородной ртутью. В ассоциации минералов Хайдарканского месторождения присутствуют еще дополнительно терлингваит, монтроидит, шаховит.

Шаховит -  $\text{Hg}_8\text{Sb}_2\text{O}_{13}$  - открыт в окисленных сурьмяно-ртутных рудах Келянского (БурАССР) и Хайдарканского месторождений. Назван в память о члене-корреспонденте АН СССР Ф.Н.Шахове [8]. Минерал встречается в виде неправильных и удлиненных зерен желто-зеленого (оливково-зеленого) цвета с алмазным блеском. Хрупкий, твердость > 3-3,5, имеется совершенная спайность, параллельная удлинению. Плотность 8,34-8,51 г/см<sup>3</sup>. Оптически минерал анизотропный, с бесцветными или желтоватыми внутренними рефлексами и прямым угасанием относительно спайности. Показатели преломления > 2,03. Величина отражения  $R_{\text{max}}$  изменяется от 24,5% до 18,2%, а  $R_{\text{min}}$  от 19,0% до 13,4%. Состав минерала:  $\text{Hg} = 77,25-77,57$ ;  $\text{Sb} = 11,53-11,93$ ;  $\text{O} = 9,88-9,67$ ; сумма = 98,66% и 99,17% соответственно для минерала Келянского и Хайдарканского месторождений. Шаховит принадлежит к триклинной сингонии, пространственная группа P;  $a = 5,47\text{\AA}$ ;  $b = 4,85\text{\AA}$ ;  $c = 16,5\text{\AA}$ ;  $\alpha = 101^\circ$ ;  $\beta = 75^\circ$ ;  $\gamma = 82^\circ$ ;  $Z = 1$ . Рентгенограммы минерала обоих месторождений практически одинаковы.

Основные линии рентгенограммы: (10) (3,88); (8) (3,33); (6) (2,69); (5) (2,63); (5) (2,552); (3) (2,028); (4) (1,931); (3) (1,885); (3) (1,845); (3) (1,781); (3) (1,598); (4) (1,540).

На Келянском месторождении шаховит встречается в ассоциации с каломелью, зглестонитом, окислами сурьмы, самородной ртутью, келянитом. Образуется до каломели, зглестонита и окислов сурьмы. На Хайдарканском месторождении шаховит находится в ассоциации минералов совместно с каломелью, зглестонитом, терлингваитом, монтроидитом, кузнецовитом, поярковитом, самородной ртутью и др.

Поярковит -  $\text{Hg}_3\text{ClO}$  - открыт в окисленных комплексных

(сурьмяно-мышьяково-ртутных) рудах Хайдарканского ртутного месторождения. Назван в память о В.Э.Пояркове, одном из первооткрывателей этого месторождения. Минерал встречается в виде неправильных по форме зерен темного пурпурно-красного цвета, почти не просвечивающих. Блеск на свежем изломе стеклянный до алмазного. Очень хрупкий, спайность отсутствует. Твердость 2-2,5. Плотность колеблется от 9,50 у пористых зерен и до 9,80 г/см<sup>3</sup> - у плотных. Вычисленная плотность для идеальной формулы 9,88 г/см<sup>3</sup>. Поярковит сильно анизотропный и плохо просвечивает в прозрачных шлифах. В отраженном свете белый, заметно двуотражает.  $R_{\max}$  изменяется от 31,0% до 22,1%, а  $R_{\min}$  от 25,0% до 18,5% (для волн разной длины). Часто встречаются отчетливые пластинчатые двойники. Минерал имеет косое угасание к направлению двойникования. Состав поярковита: Hg = 91,30; Cl = 5,30; O = 2,36; сумма = 98,96 (вес.%). Минерал относится к моноклинной сингонии к одной из пространственных групп  $C2/m$ ,  $C_2$ ,  $C_m$ ,  $C2/c$ ,  $C_s$ ;  $a = 18,82\text{\AA}$ ;  $b = 9,02\text{\AA}$ ;  $c = 16,79\text{\AA}$ ;  $\beta = 112^{\circ}24'$ ;  $z = 24$ . Наиболее сильные линии рентгенограммы (4) (4,20); (5) (3,09); (4) (2,96); (10) (2,83); (8) (2,74); (6) (2,60); (4) (1,883); (6) (1,799).

Ассоциация сопутствующих гипергенных минералов включает каломель, углестонит, кордероит, термингуайт, монтроидит, кузнецовит, шаховит, самородную ртуть.

Келянит -  $Hg_{12}Sb(Cl,Br)_3O_{10}$  - открыт в окисленных сурьмяно-ртутных рудах Келянского месторождения. Назван по месту находки. Встречается в виде неправильных по форме зерен и их агрегатов, иногда наблюдаются глобулярные образования. Келянит имеет буро-красный цвет с незначительными вариациями оттенков. В тонких осколках просвечивает буро-красным или малиново-красным цветом. Блеск на свежем изломе сильный смоляной до стеклянного. Хрупкий, твердость - 3-3,5; спайность не обнаруживается; плотность варьирует от 8,52 до 8,63 г/см<sup>3</sup> при среднем значении 8,57 г/см<sup>3</sup>. Плеохроизм и слабая анизотропия устанавливаются в прозрачных шлифах, в отраженном свете двуотражение визуальное практически не улавливается, с трудом выявляется лишь слабая анизотропия. В отраженном свете келянит серо-белый. Величины отражения:  $R_{\max}$  22,5-17,8%;  $R_{\min}$  20,5-17,1%

(для волн разной длины). Состав минерала: Hg = 85,6; Sb = 4,70; Cl = 3,31; Br = 0,91; O = 5,35; сумма = 99,87 (вес.%). Келянит принадлежит к моноклинной сингонии, к одной из пространственных групп  $C_{2/m}$ ,  $C_2$ ,  $C_m$ ,  $C_{2/g}$ ,  $C_s$  с параметрами решетки  $a = 23,50 \pm 0,12 \text{ \AA}$ ;  $b = 13,62 \pm 0,06 \text{ \AA}$ ;  $c = 10,31 \pm 0,05 \text{ \AA}$ ;  $\beta = 97,01^\circ \pm 0,12$ ;  $Z = 3$ . Наиболее сильные линии рентгенограммы: (6) (3,80); (10) (3,31); (5) (3,25); (3-4) (2,76); (6) (2,72); (5) (2,530); (5) (2,363); (4) (2,291); (4) (1,953); (3-4) (1,654).

Келянит находится в ассоциации гипергенных минералов среди каломели, зглестонита, шаховита, самородной ртути, окислов сурьмы. Тесно контактирует с каломелью и зглестонитом, замещая каломель в одних случаях и замещаясь каломелью в других. Сурьмяные окислы относятся к еще более поздним образованиям.

### Основные выводы

1. Находки Hg-содержащих и (Cd, Hg)-содержащих сфалеритов в ранних парагенетических ассоциациях минералов, не имеющих в своем составе основных ртутных минералов и обособленных пространственно, подобно находкам Hg-содержащих бледных руд в аналогичной обстановке [9], могут быть использованы в качестве минералого-геохимических критериев поисков собственно ртутной минерализации. При этом решающее значение для направления поисков приобретают концентрации в них изоморфных примесей Hg и Cd.

2. Находки в зоне окисления ртутных месторождений новых гипергенных минералов ртути, содержащих дополнительно As, Sb, Cl, Br и O указывают на сложность физико-химических процессов преобразования первичных руд, не ограничивавшихся формированием одних лишь хлоридных, оксихлоридных и окисных вторичных соединений ртути. Последовательное замещение первичной киновари вначале сульфохлоридными, затем оксихлоридными и хлоридными соединениями ртути свидетельствует о направленном изменении химизма вод зоны окисления в сторону обогащения их кислородом и хлором и, вероятно, об изменении форм переноса ртути.

3. Открытие новых природных окисных и оксихлоридных соединений ртути и установление последовательности их образования

способствует разработке модели химических процессов, протекающих в зонах окисления ртутных месторождений и служит поисковым критерием на месторождения нового оксихлоридного типа, представители которого пока неизвестны на территории СССР, но уже обнаружены за рубежом.

### Литература

1. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области /Кузнецов В.А., Васильев В.И., Оболенский А.А., Щербань И.П.-Новосибирск: Наука, 1978.- 296 с.
2. Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г. Новые находки ртути-содержащих сфалеритов и их значение.-Геол. и геофиз., 1976, № I, с.48-53.
3. Гречищев О.К., Васильев В.И., Гречищева В.Н. Геологическое строение и особенности минерального состава руд Арзакского рудопроявления ртути (Тува).-Геол.и геофиз., 1978, № IO, с.40-48.
4. Васильев В.И. Вторая находка твалчрелидзита -  $Hg_{12}(Sb, As)_8S_{15}$  в рудах ртутных месторождений.-Геол.и геофиз., 1979, № 9, с.159-162.
5. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Ртутное оруденение Монголии.-В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири.-Новосибирск: Наука, 1978, с.5-26.
6. Васильев В.И., Гречищев О.К. Первая находка кордерита -  $Hg_3S_2Cl_2$  в ртутных рудах СССР.-ДАН СССР.1979, т.246, № 4, с.951-953.
7. Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г. Кузнецовит - (kuznetsovite) -  $Hg_6As_2Cl_2O_9$  - новый минерал ртути.-ДАН СССР, 1980, т.255, № 4, с.963-968.
8. Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г., Пальчик Н.А. Шаховит - (shahovite) -  $Hg_8Sb_2O_{13}$  - новый гипергенный минерал.-Геол. и геофиз., 1980, № II, с.128-132.
9. Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г. Блеклые руды ртутных месторождений.-Геол.и геофиз.,1977, № 3, с.56-63.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ  
В РУДНЫХ ПОЛЯХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КГА СИБИРИ

В рудных районах Тувы с проявлениями ртутного оруденения установлены [4] : а) дайки диабазовых порфиритов – подводящие каналы силлов, производные среднедевонского баянкольского комплекса; б) дайки габбро-диабазов, производные Торгалыкского комплекса верхнедевонского-нижнекарбонového возраста (титаномагнетитовое оруденение); в) дайки пикритов, оливиновых долеритов, норит-долеритов и долеритов раннемезозойского дайкового комплекса (ртутное оруденение).

Дайки базитов третьей и самой молодой возрастной группы являются наиболее близкими по возрасту к ртутному оруденению. Нами обосновывается выделение их в особый тувинский дайковый комплекс. Возрастная позиция этого комплекса определяется тем, что дайки долеритов пересекают различные по составу и возрасту породы, в том числе осадочные образования верхнего девона и габбро-диабазы торгалыкского комплекса. В период между формированием даек долеритов и штокообразных габбро-диабазовых интрузивов торгалыкского комплекса происходило образование гранитоидов, возраст которых, также как и их формационная принадлежность, до сих пор остаются не выясненными. Габбро-диабазы в контакте с гранитоидами интенсивно метаморфизованы (в качестве новообразований в них появляются кварц, калиевый полевой шпат и др.), в то время как долериты не испытывают никакого воздействия со стороны гранитоидов. Это свежее кайнотипного облика породы.

Установлено также, что размещение даек долеритов отчетливо контролируется субмеридиональными разломами, которые, пересекая габброидные интрузивы торгалыкского комплекса, смещают их. Эти разломы ограничивают впадины, сложенные нижнеюрскими угленосными отложениями. Более молодому возрасту долеритов не противоречат определения абсолютного возраста, проведенные калий-аргоновым методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, которые показывают цифры 160–190 млн. лет, что соответствует нижней юре. В это время, как известно, происходила



активная перестройка тектонического плана Тувы, выразившаяся в поднятии с образованием наложенных угленосных впадин и грабен-синклиналей. С начальными этапами заложения наложенных структур, очевидно, и связано формирование дайкового комплекса.

В составе дайкового комплекса как упоминалось, отмечаются среднезернистые пикриты и оливиновые долериты, мелкозернистые норит-долериты и долериты. Наиболее широко развиты две последние разновидности пород, которым подчинены оливиновые долериты. Пикриты встречаются лишь изредка. Все породы характеризуются наличием пойкилоофитовых и офитовых полнокристаллических структур. Для пород эндоконтактных зон и маломощных даек свойственны порфировые структуры с вкрапленниками плагиоклаза и ортопироксена, а также структуры, близкие к призматически-зернистым, которые обычно свойственны щелочным породам.

Минералогия пород определяется присутствием плагиоклаза, ортопироксена, авгита, роговой обманки, биотита и титано-магнетита. Различные разновидности пород, по данным микрозондового анализа, отличаются друг от друга главным образом степенью основности плагиоклаза, составом темноцветных минералов и их железистостью. Несмотря на отмеченные различия в минеральном составе, всем породам свойственны общие черты: постоянная ассоциация клино- и ортопироксена с основным плагиоклазом, а также низкая железистость всех породообразующих минералов. По химическому составу все породы относятся к недосыщенным и резко недосыщенным  $\text{SiO}_2$  базальтоидам, мелано- и высокомеланократовым, высокомагнезиальным. Почти все они обладают свойствами субщелочных пород резко выраженного натриевого уклона. Они обычно низкоглиноземистые и низкотитанистые. Наиболее высокие содержания  $\text{MgO}$  и, наоборот, низкие  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей и низкая общая железистость свойственны пикритам. От последних к оливиновым долеритам и норит-долеритам происходит увеличение щелочей, титана, кремнезема и, наоборот, уменьшение магния, хрома, никеля, при почти постоянном содержании железа.

Близость минерального и химического составов различных разновидностей базитовых пород, а также закономерное изменение состава пород и породообразующих минералов, наряду с

близким временем их образования и одинаковой геолого-структурной позицией позволяет отнести их к одному магматическому ряду пород, к одному интрузивному дайковому комплексу. Снижение в ряду: пикриты – оливковые долериты – норит-долериты – долериты магнезия, никеля, хрома и, наоборот, повышение концентрации глинозема, титана, щелочей и общей железистости может быть вполне удовлетворительно объяснено дифференциацией в магматическом очаге, очевидно, на глубинном мантийном уровне.

С норит-долеритами и долеритами, ассоциируют ртутные месторождения и рудопоявления (Терлиг-Хайское, Тора-Саирское, Чазадырское, Ойбак-Карасутское и др.). Во всех случаях геологические взаимоотношения даек долеритов с рудными телами одинаковые и свидетельствуют о дорудном возрасте даек. Последние в пределах рудных полей интенсивно гидротермально изменены и минерализованы. Дайки и оруденение контролируются одними и теми же разрывными нарушениями, а иногда рудовмещающими являются сами дайки. Тесная пространственная и структурная связь даек и оруденения, а также близкий возраст их не являются случайными и могут, на наш взгляд, свидетельствовать о наличии парагенетической связи между ними. Этим определяется металлогеническое значение дайкового комплекса. Выделение Тувинского дайкового комплекса имеет определенное значение, так как уточняет схему магматизма Центральной и Юго-Западной Тувы, а также возраст ртутного оруденения, в связи с чем расширяет перспективы поисков ртутных месторождений в этом регионе.

В рудных районах Восточного Забайкалья с проявлениями полиметаллического оруденения развиты дайки различных генетических типов и возраста: 1) дайки щелочных сиенит-порфиров, генетически связанные с эффузивными трахиандезитами и латитами (трахиандезитовая формация) средне-верхнеюрского возраста; 2) дайки щелочно-основных лампрофиров самостоятельного дайкового комплекса верхнеюрского-нижнемелового возраста; 3) дайки трахидолеритов, субщелочных долеритов и лимбургитов, генетически связанных с субщелочными андезито-базальтами (риолит-базальтовая формация) нижнемелового возраста.

В период между образованием пород трахиандезитовой формации и дайкового комплекса происходило становление верхнеюрских лейкократовых гранитов кукульбейского комплекса, сопро-

вождающихся проявлением редкометальной (Sn-W) минерализации. С нижнемеловой субщелочной базальтоидной формацией связана флюоритовая минерализация. Полиметаллическое оруденение обычно связывают или с вулканогенной трахиандезитовой формацией или с гранитами кукульбейского комплекса. Однако, как упоминалось выше, всеми исследователями отмечается тесная пространственная связь полиметаллического оруденения с дайками лампрофиров, которые по времени образования предшествуют ему.

Исследования, проведенные нами в пределах Кличкинского, Кадаинского, Смирновского, Ново-Широкинского и других рудных районов показали, что для щелочно-основных лампрофиров, представленных главным образом камптонитами, характерны следующие особенности: 1) связь с глубинными разломами субмеридионального (северо-западного) простирания, поперечными северо-восточному направлению основных тектонических структур региона и активизированными в позднем мезозое; 2) развитие в пределах крупного геоантиклинального поднятия; 3) независимость размещения даек щелочно-основных лампрофиров от размещения гранитоидных плутонов и эффузивов; 4) специфические структурные особенности пород: вкрапленники всегда представлены только мафическими минералами (оливин, диопсид, баркевикит, флогопит) с ярко выраженным идиоморфизмом по отношению к основному плагиоклазу; 5) значительное содержание мафических минералов, варьирующее от 40 до 65%, и низкая железистость их; 6) высокое содержание апатита; 7) наличие ксеногенных зерен кварца и левых шпатов с явлениями коррозии и реакционными каймами, а также лейкократовых шпир; 8) резкая недосыщенность кремнекислотой и низкая общая железистость пород наряду с довольно высокой щелочностью (при калиевом или калиево-натриевом уклоне щелочей); низкое содержание титана и глинозема; 9) высокие содержания сидерофильных элементов - Ni, Cr, V, Co и наиболее высокие отношения Cr/Ni (1,7) и Ni/Co (2,7-3,1); 10) широкое развитие углекислого аутометасоматоза и повышенное содержание фосфора (обилие карбоната, апатита).

Эти признаки свидетельствуют о связи лампрофиров с основной магмой, что согласуется с результатами сравнительного геохимического анализа лампрофиров - с одной стороны, и субщелочных андезито-базальтов, трахидолеритов и лимбургитов нижнеме-

ловой вулканогенной формации – с другой. Те и другие близки по среднему содержанию радиоактивных элементов и по изотопному составу породных свинцов –  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$ ,  $Pb^{208}$ .

Заключение о связи камптонитов с основной магмой находится в согласии со взглядами большинства петрологов на генезис этих пород, развитых в различных регионах мира. Вместе с тем, известно, что признавая связь камптонитов с основной магмой, различные исследователи предлагают различные модели их образования. Камптониты рассматриваются ими как результат ассимиляции базальтовой магмой кислого корового материала, или в качестве продукта нормальной эволюции базальтовой магмы, или же предпочтение при их образовании отдается летучим компонентам и т.д. С целью выбора модели образования камптонитов нами было проведено сопоставление петрохимических и геохимических особенностей камптонитов с эффузивными и дайковыми базитами средне-верхнеюрского и нижнемелового вулканогенных комплексов. Породы разновозрастных комплексов образуют антидromный ряд щелочных и субщелочных пород, начальные этапы формирования которого характеризуются проявлением ранних по возрасту пород трахиандезитовой формации, наиболее железистых, богатых кремнекислотой и щелочами (с резко калиевым уклоном щелочей). Завершают этот ряд самые молодые по возрасту лимбургиты, наиболее меланократовые, резко недосыщенные кремнекислотой щелочные породы (с натриевым уклоном).

Камптониты в возрастном отношении и по составу занимают как бы промежуточную позицию, но здесь следует напомнить, что в период между формированием камптонитов и трахиандезитов внедрялись граниты Кукульбейского комплекса. Камптонитам свойственны черты как для пород трахиандезитовой формации, так и для риолит-базальтовой. По преобладанию  $FeO$  над  $Fe_2O_3$ , довольно низкому содержанию  $U$  и  $Th$ , изотопному составу свинцов, они близки к последним, а по высокому содержанию редких щелочных металлов – к породам трахиандезитовой формации. Вместе с тем, самая низкая железистость пород, наиболее высокие  $Ni/Co$  (3,2) и  $Cr/Ni$  (1,7) отношения, высокие средние значения индекса кристаллизации свойственны только камптонитам. Известно, что расплавы, возникающие в ходе кристаллизационной дифференциации первичных магм, имеют более низкие значения  $Cr/Ni$ .

и Ni/Co отношений, а также индекса кристаллизации и, наоборот, характеризуются более высокой общей железистостью, по сравнению с первичными выплавками. Приведенные нами данные противоречат этому представлению. Они не находятся в согласии и с точкой зрения, объясняющей образование камптонитов с позиции ассимиляционной гипотезы. В связи с последним, как известно, должно было бы резко возрасти содержание глинозема и кремнекислоты, что не подтверждается фактическими данными. В камптонитах отмечается довольно низкое содержание кремнезема и лишь несколько повышенное по сравнению с базальтами, количество глинозема.

Наиболее приемлемым среди существующих представлений на генезис камптонитов является представление, согласно которому предпочтение при их образовании отдается участию летучих компонентов, в частности  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Присутствие последних могло способствовать увеличению среди щелочей калия, а вместе с ним редких щелочных металлов, что остается не объяснимым с позиций других гипотез.

Специфические условия формирования камптонитов, обусловленные образованием их в зонах глубинных разломов, в обстановке повышенной трещиноватости пород, связь с подкоровыми мантийными очагами высокомагнезиальной лампрофировой магмы, богатой щелочными металлами (калием, натрием), а также  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и др., определяют в основном их металлогенические особенности, связь с ними полиметаллического оруденения. На полиметаллических месторождениях Кличкинского и других рудных районов Приаргунья свинцово-цинковое оруденение проявилось после формирования даек камптонитов, пересекающих грейзенизированные граниты с редкометальной минерализацией. О дорудном возрасте свидетельствует пересечение их рудными прожилками, а также гидротермальное изменение лампрофиров, проявившееся в образовании эпидота, актинолита, хлорита, альбита, кварца, пирита. Эта минеральная ассоциация (пропилитизация), по мнению некоторых исследователей, является связующим звеном между скарно- и рудообразующими процессами, которые связываются ими с морионовыми гранитами верхнерурского возраста. Наши исследования показали, что пропилитизация проявилась не только после образования штокообразных диоритовых тел, с которыми ассоции-

руют скарны, но и после формирования даек лампрофиров. Следовательно, между скарнообразованием и пропилитизацией существовал разрыв во времени: формировался дайковый комплекс лампрофиров.

Дайки и оруденение, тесно ассоциируя друг с другом, близки по возрасту. Возраст их установлен вполне определенно и считается донижнемеловым на том основании, что дайки лампрофиров и свинцово-цинковые месторождения залегают в верхнеюрских аффузивно-туфогенных толщах, а в нижнемеловых конгломератах аргунской впадины обнаружена рудная галька и галька лампрофиров. Полиметаллическое оруденение и дайки лампрофиров локализируются в одних и тех же структурах: размещение их контролируется крутопадающими разрывными нарушениями субмеридионального (северо-западного) простирания, связанными с развитием зон глубинных разломов. (На отдельных месторождениях дайки являются рудовмещающими). Свинцово-цинковые рудные тела, как и дайки лампрофиров, залегают в разнородных по составу породах. Характер околорудных изменений вмещающих пород и аутометаморфических изменений в лампрофирах аналогичны. Определения изотопного состава рудных и породных свинцов, проведенных изотопным спектральным методом, показали, что наиболее близкими к свинцам галенитов из руд свинцово-цинковых месторождений являются породные свинцы лампрофиров и нижнемеловых субщелочных андезито-базальтов. Эти свинцы, в отличие от свинца гранитоидов и древних вмещающих пород карбонатных толщ, а также гнейсов фундамента, являются менее радиогенными, очевидно, ювенильными.

Эти данные, а также тесная пространственная связь даек лампрофиров и свинцово-цинкового оруденения, близкий возраст, одинаковое геологическое-структурное положение, свидетельствуют о наличии парагенетической связи оруденения с дайковым комплексом лампрофиров, о связи их с глубинным мантийным очагом [2]. Вместе с тем, участие в рудном процессе свинца, для которого характерны аномалии В-типа, может свидетельствовать об экстрагировании рудного вещества из боковых пород и толщ фундамента в результате взаимодействия с ними просачивающихся рудоносных растворов в зонах глубинных разломов.

Установление парагенетической связи свинцово-цинкового

оруденения с позднемезозойским дайковым комплексом лампрофиров не является лишь особенностью Восточного Забайкалья. Подобные соотношения установлены и в некоторых других регионах Советского Союза и зарубежом, а поэтому выводы о наличии парагенетической связи полиметаллического оруденения с дайковым комплексом лампрофиров (и вообще основных пород) имеют более общее значение, и это следует учитывать при прогнозе и поисках гидротермальных полиметаллических месторождений.

### Литература

1. Михалева Л.А., Тьчинский А.А. Самостоятельные малые интрузии складчатых областей и активизированных зон юга Сибири и их металлогеническое значение.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых.—М.:Наука, 1975, т.ХI, с.115—121.
2. Михалева Л.А., Тьчинский А.А. Металлогенические особенности самостоятельных малых интрузий.—В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. Тр. У Петрогр. совещ.—Алма-Ата: Наука, КазССР, 1976, с.190—192.
3. Михалева Л.А. Особенности формирования и рудоносность малых интрузий конечных этапов развития складчатых областей и зон активизации.—В кн.: Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов.—Новосибирск, 1976, с.32—38.
4. Михалева Л.А. Разновозрастные дайки и ртутное оруденение Центральной Тувы.—В кн.: Минералогия и геохимия эндогенных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1977, с.158—178.

ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ И ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОНЫ БАМА

Обширная территория Восточной Сибири и Дальнего Востока в зоне влияния строящейся Байкало-Амурской железнодорожной магистрали привлекает к себе большое внимание в связи с проблемами хозяйственного освоения зоны, в том числе промышленного освоения минеральных богатств, выявленных в этом регионе. Как известно, здесь размещаются крупные месторождения руд железа, меди, свинца и цинка, каменных углей, асбеста, слюды и других полезных ископаемых и есть перспективы обнаружения новых месторождений минерального сырья. Очередной задачей является выделение рудных, вернее – горнорудных районов первоочередного промышленного освоения, где сосредоточены уже известные и могут быть открыты новые месторождения полезных ископаемых. Очевидна необходимость развития металлогенических исследований, выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых в геологических структурах и разработки прогнозов на руды в целях повышения эффективности геологопоисковых работ.

До последнего времени, в связи с недостаточной и неравномерной геологической изученностью территории зоны БАМА, не были разработаны многие проблемы металлогении этой территории в целом. Более или менее освещена металлогения отдельных лучше изученных районов: Алданского массива (Т. В. Билибина, В. М. Терентьев, В. А. Перваго и др.), Ксдаро-Удоканского рудного района (Ю. В. Богданов и др.) и Северо-Байкальского района (П. Ч. Шобогоров и др.), а также намечены некоторые общие закономерности рудообразования в ходе геологического развития территории, пересеченной трассой БАМА (Л. И. Красный, Е. Б. Бельтнев, Ю. В. Богданов и др.).

Рудный отдел Института геологии и геофизики СО АН СССР в течение ряда лет проводит в зоне БАМА исследования рудных формаций и геологии рудных месторождений различных промышленно-генетических типов, в том числе месторождений железных, свин-



цово-цинковых и медно-молибденовых руд. Полученные данные, а также анализ обширных материалов предыдущих исследований дали возможность сделать попытку обобщения накопленных данных и поставить перед дальнейшими исследованиями некоторые проблемы металлогении зоны БАМа.

В работе автора по этому вопросу 6 затронуты три проблемы: а) особенности металлогении докембрия; б) рудные формации зоны БАМа и в) проблема выделения и металлогении рудных районов.

Как известно, металлогения докембрия, особенно архея и раннего протерозоя, отличается специфическими особенностями. В архейских и протерозойских толщах ряда древних щитов размещаются месторождения руд железа, меди, свинца и цинка, золота, причем месторождений, принадлежащих к экономически наиболее перспективным генетическим типам, в частности к типу стратиформных месторождений. Вероятно, на самых ранних стадиях формирования земной коры существовали специфические условия, благоприятствовавшие концентрации руд тяжелых металлов.

Особый интерес представляют участвующие в строении ряда докембрийских щитов зеленокаменные пояса, сложенные метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, содержащими массивы базитов и гипербазитов. С этими поясами (зеленокаменными прогибами) связывают месторождения золота, а также колчеданно-полиметаллических руд, железа, хрома, никеля, асбеста. Некоторые исследователи считают такие пояса древними офиолитовыми комплексами.

В докембрийских толщах зоны БАМа выделяется ряд подобных зеленокаменных поясов, сопровождающихся оруденением различного состава. В иенгурской серии раннего архея Алданского щита (Федоровская свита) размещаются крупные месторождения железных руд, флогопита и апатита Южно-Алданского рудного района. В борсалинской серии позднего архея западной части Алданского щита, которая также выделяется в качестве зеленокаменного пояса, размещены железорудные (магнетитовые кварциты) месторождения Чаро-Токкинского района и ряд проявлений золотой, медной и свинцово-цинковой минерализации.

Протерозойские толщи складчатого обрамления Сибирской платформы и Алданского щита также содержат многочисленные месторождения железных, медных, свинцово-цинковых и других руд. В Олоkitской складчатой зоне Северного Прибайкалья, которая, судя по составу слагающих ее толщ и сопровождающих интрузивных массивов базитов и гипербазитов (Чайского и Довыренского комплексов), может сопоставляться с древними офиолитами, размещаются колчеданно-полиметаллические месторождения, в том числе Холоднинское свинцово-цинковое месторождение, зоны гематит-магнетитовых кварцитов, проявления медно-никелевого оруденения. В позднепротерозойских толщах соседнего Мамско-Чуйского района размещаются известные месторождения мусковитовых пегматитов. В черносланцевых толщах позднего протерозоя Ленского (Бодайбинского) района установлена золоторудная минерализация. С офиолитовым комплексом и гипербазитами протерозоя Байкало-Витимского района связано известное Молодежное месторождение асбеста. Наконец, в Кодаро-Удоканском рудном районе с протерозойской существенно терригенной толщей миегосинклинального типа связаны медистые песчаники, в том числе известное Удоканское месторождение медных руд. С расслоенным габбро-норитовым Чинейским массивом протерозойского возраста связано медное и титано-магнетитовое оруденение. С щелочными метасоматитами в зоне ультраметаморфизма протерозойского возраста связана редкометальная минерализация.

Таким образом, металлогения докембрия в зоне БАМа отличается характерными особенностями, архейская и протерозойская металлогенические эпохи были весьма продуктивными и в известной степени определяют металлогеническую специализацию данного региона. Палеозойские эпохи оруденения и этапы мезозойской тектономагматической активизации, проявившиеся здесь также достаточно интенсивно, отличались существенно иным металлогеническим профилем.

Многочисленные месторождения и проявления оруденения в зоне БАМа относятся к различным рудным формациям (промышленно-генетическим типам). Лучше изученными и имеющими наибольшее промышленное значение являются следующие рудные формации:

1. Флогопит-магнетитовая магнезиально-скарновая формация (Таежное, Десовское и другие месторождения Южно-Алданского района);

2. Магнетит-кварцитовая формация (Тарынахское и другие месторождения Чаро-Токкинского рудного района);

3. Магнетитовая скарново-гидротермальная формация (Коршунское и другие месторождения Ангаро-Илимской рудной провинции);

4. Формация медистых песчаников (Удоканское месторождение);

5. Медно-никелевая сульфидная формация (Чинейское, Чайское и другие месторождения);

6. Медно-молибденовая формация (Ореkitканское, Бадис и другие месторождения);

7. Формация метаморфизованных колчеданно-полиметаллических руд (Холоднинское месторождение);

8. Формация стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах (Таборное и другие месторождения Северо-Западного Прибайкалья).

Кроме того, могут быть выделены формации небокситовых алюминиевых руд (уртиты, нефелиновые сиениты), комплексных калий-алюминиевых руд (синныриты) и ряд других слабее изученных.

Важной особенностью зоны БАМа является групповое размещение месторождений полезных ископаемых различных типов, что определяет возможность выделения рудных районов, заслуживающих комплексного изучения и последующего комплексного промышленного освоения. Кроме давно известного Комсомольского оловорудного района на восточном фланге зоны БАМа выделяются следующие наиболее важные рудные районы первоочередного хозяйственного освоения, в которых могут быть созданы минерально-сырьевые базы территориально-производственных комплексов (ТПК).

Южно-Якутский горнорудный район, с крупными месторождениями каменных углей, железных руд, слюды (флогопита), апатита, редкометальной минерализацией. Как известно, в этом районе уже эксплуатируются Нерюнгринское месторождение коксующихся каменных углей и месторождения слюды.

2. У д о л я н с к и й рудный район с одновременным месторождением медных руд, подготовленным для эксплуатации, другими месторождениями меди, железных руд (магнетитовых кварцитов) Чарской группы, редких металлов, сннныритов и каменных углей (Абсадское и другие месторождения).

3. С е в е р о - Б а й к а л ь с к и й рудный район с известным Холоднинским месторождением колчеданных свинцово-цинковых руд, месторождениями свинца, цинка и флюорита в карбонатных толщах, железными рудами типа магнетитовых кварцитов Тыйской и Абсадской рудных зон, проявлениями сульфидной медно-никелевой минерализации. В этот же район, по-видимому, следует включать Снннырское месторождение сннныритов, т.е. комплексных калийно-алюминиевых руд, Мужальское и Нижне-Бурульдайское месторождения небокситовых алюминиевых руд (нефелиновых сиенитов), Молодежное месторождение хризотил-асбеста, Орекитканское месторождение молибденовых руд.

Эти рудные районы отчетливо определились как районы первоочередного хозяйственного освоения территории зоны БАМа. В них, очевидно, должны быть сосредоточены геологопоисковые, оценочные и геологоразведочные работы в целях комплексного изучения и последующего освоения минеральных ресурсов, сырьевых баз проектируемых территориально-производственных комплексов. Эти районы следует считать первоочередными для постановки детальных прогнозно-металлогенических исследований.

В лабораториях рудного отдела Института выполнены исследования геологии и генезиса ряда рудных месторождений зоны БАМа, представителей различных формационных типов.

Наиболее значительные исследования, направленные на изучение геологии и генезиса с в и н ц о в о - ц и н к о в ы х месторождений Северного Прибайкалья выполнены коллективом лаборатории эндогенного рудообразования (зав. лабораторией Э.Г.Дистанов).

Основным объектом исследований 1976-1980 гг. было Холоднинское колчеданно-полиметаллическое свинцово-цинковое месторождение. Исследования проводились сотрудниками лаборатории (Э.Г.Дистанов, К.Р.Ковалев и др.) совместно с геологами ПГО Бурятгеология Мингео РСФСР (Р.С.Тарасова, П.Ч.Шобогоров и др.).

Эти исследования существенно уточнили представления о геологическом строении и генезисе Холоднинского месторождения. Установлено, что оно тяготеет к зоне Холоднинского глубинного разлома, размещаясь в интенсивно дислоцированной и метаморфизованной толще пород эндокской свиты протерозойского возраста, представленных графитистыми доломитовыми и известковистыми алевролитами, алевролитами и графитистыми кварцево-сланцевыми сланцами. Среди них размещаются тела амфиболитов и амфибол-гранат-биотитовых пород, образованных в процессе регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и связанного с ним метасоматоза. Кроме того, в рудном поле участвуют амфиболитизированные габброиды, гипербазиты, плагииграниты и мусковитовые пегматиты. На месторождении установлены три основных генетических типа руд: а) стратифицированные реликтивно-слоистые метаморфизованные кремнисто-сульфидные руды; б) массивные перекристаллизованные кварц-халькопирит-пиритовые руды и в) регенерированное прожилковое и гнездовое сульфидное оруденение. Детальное изучение структуры месторождения, формы и состава рудных тел, состава и характера околорудных изменений вмещающих пород, позволили сделать вывод о том, что по своему генетическому типу Холоднинское месторождение относится к метаморфизованным гидротермально-осадочным и сформировалось в протерозойском троговом прогибе в процессе поствулканической подводной гидротермальной деятельности с последующим преобразованием в результате регионального метаморфизма и связанного с ним метасоматоза.

Результаты исследований могут иметь большое научное и практическое значение. Впервые в Сибири изучено докембрийское крупное первично гидротермально-осадочное метаморфизованное колчеданно-полиметаллическое месторождение, которое может быть типовым для особой рудной формации метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений, к которой принадлежат многие крупные месторождения Канады, Швеции, Австралии (Брокен-Хилл) и других стран. Это повышает промышленное значение Холоднинского месторождения и перспективность Олокитской металлогенической зоны на колчеданные руды. Вместе с тем, расширяются наши знания о металлогении докембрия СССР. Уточ-

няются представления о закономерностях локализации руд, позволяющие прогнозировать оруденение, что может способствовать повышению эффективности геологопоисковых и разведочных работ.

Результаты работ освещены в ряде публикаций, в том числе в двух монографиях, и тематических сборниках [1,2 и др.], а также в геологических отчетах и специальных записках с рекомендациями по направлению дальнейших поисково-разведочных работ, переданных и использованных ПГО Бурятгеология Мингео РСФСР.

Одновременно проводилось изучение геологии и генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений в примыкавшем к зоне БАМа Лено-Ирельском рудном районе Западного Прибайкалья. Исследования выполнили сотрудники той же лаборатории (А.А.Тычинский и др.) совместно с геологами ПГО Иркутскгеология (Ю.А.Синчук, Л.П.Тигунов и др.).

Месторождения этого района (Таборное, Луговое, Хибелен и др.) размещаются в толщах известняков и доломитов удунтуйской и голоустенской свит позднего протерозоя, рудные тела имеют пластовую форму, руды главным образом прожилково-вкрапленные; в составе руд преобладают сфалерит, галенит, флюорит. Геохимические особенности руд - резкое преобладание цинка над свинцом, повышенное содержание германия и кадмия в сфалерите и серебра в галените, присутствие в рудах примеси ртути. Рудные свинцы имеют аномальный изотопный состав, характерный для стратиформных месторождений свинца и цинка миссисипского типа.

Стратиформные свинцово-цинковые с флюоритом и баритом месторождения в карбонатных толщах верхнего протерозоя Западного Прибайкалья относятся к той же рудной формации, известные месторождения которой находятся в районе Каратау Южного Казахстана, в бассейне рек Миссисипи-Миссури в США. Это позволяет положительно оценивать перспективы изученного района.

Результаты исследований отражены в ряде печатных работ [10 и др.] и в отчетах, переданных и использованных в ПГО Иркутскгеология Мингео РСФСР.

Значительный объем исследований был проведен в железорудных районах зоны БАМа. Исследования выполнялись сотрудниками лаборатории динамики рудообразующих процессов (зав. лаб. В.Н.Шарапов).

Основными объектами исследований были скарново-магнетитовые месторождения Южно-Алданского рудного района и Тарынахское месторождение железистых кварцитов Чаро-Токкинского рудного района.

Как известно, магнетитовые месторождения Южно-Алданского железорудного района могут быть рудной базой для черной металлургии Востока СССР. Они изучались многими исследователями (А.А.Маракушев, В.А.Перваго, А.И.Пухарев, Н.Г.Судовиков, Л.И.Шабнин и др.), однако ряд вопросов генезиса руд остается недостаточно выясненным и продолжает обсуждаться. Наши исследования (А.М.Дымкин, М.П.Мазуров, при участии А.Б.Шепеля) были направлены на детальное изучение магнетитов, соотношение их с другими минералами руд и скарнами, причем найдены новые доказательства сингенетичности магнетитового оруденения с магнезиальными скарнами, т.е. справедливости отнесения месторождений к магнезиально-скарновой железорудной формации. Для установления первичной (доскарновой) природы железооруденения района, роли и масштабов дометаморфических процессов, метаморфизма и гранитизации в формировании алданских месторождений требуются дальнейшие исследования.

В последние годы большое внимание привлек Чаро-Токкинский железорудный район с громадными прогнозными запасами бедных, но легкообогащаемых железных руд типа магнетитовых кварцитов, подобных рудам Кривого Рога и КМА. Здесь в короткий срок разведано около 6 млрд.т магнетитовой руды, пригодной для отработки открытым способом. Месторождения залегают в борсалинской серии позднего архея запада Алданского щита.

Выполненные нами исследования (А.М.Дымкин, И.А.Калутин, А.С.Лапухов и Г.А.Третьяков) были сосредоточены главным образом на наиболее крупном Тарынахском месторождении. Установлено, что это месторождение является типичным представителем формации докембрийских железистых кварцитов. Железорудная формация Чаро-Токкинского района относится к метабазит-лептитовому типу и сопоставляется с продуктивными толщами Балтийского щита. Руды являются продуктом регионального изохимического метаморфизма хемогенно-осадочных первичных кремнисто-карбонатно-железистых горизонтов в условиях эпидот-амфиболи-

товской и амфиболитовой фаций. Более локальные изменения структуры и состава руд отмечены в участках наложенной гранитизации и приразломного диафтореза.

На основании тренд-анализа разведочных данных оконтурены перспективные глубокие горизонты месторождения, где намечается тенденция увеличения рудных масс.

Результаты исследований по железным рудам зоны БАМа нашли отражение в ряде печатных работ [3,4,5,7 и др.] и специальной записке, переданной для использования ПГО Якутскгеология Мингео РСФСР.

Весьма существенное значение имеют исследования выявленных в последние годы проявлений медно-молибденового оруденения в Становом хребте в центральном участке зоны БАМа. Как известно, месторождения медно-молибденовой рудной формации (штокверкового типа в порфирах) приобрели особо важное экономическое значение.

Исследования выполнены сотрудниками лаборатории рудных формаций В.И.Сотниковым, Е.И.Никитиной совместно с геологами ПГО Аэрогеология Мингео РСФСР Ю.П.Кастрыкиным, В.Д.Левиним и др. В результате обоснована принадлежность молибденового оруденения Становика, в том числе наиболее изученного месторождения Бадис, к экономически перспективной медно-молибденовой рудной формации. Изучены особенности мелового рудоносного порфирического магматизма данного района, проявления позднемезозойской тектоно-магматической активации древних складчатых структур. Показана целесообразность выделения порфирического магматизма в качестве самостоятельного комплекса. В качестве критерия прогнозной оценки рудоносности этого магматизма предложено использовать интенсивность эксплозивного брекчирования и степень газонасыщенности магматогебно-гидротермальной системы. Результаты работ отражены в ряде публикаций [8,9 и др.] .

#### Литература

1. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полуметаллические месторождения Сибири. -Новосибирск: Наука, 1977.- 350 с.



2. 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.

3. Дымкин А.М., Калугин И.А. Новые данные о метаморфизме кремнисто-железистых горизонтов Ималыкского района (Якутия).—В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока.—Новосибирск, 1977, с.92-99.

4. Калугин И.А., Лапухов А.С. и др. Элементы внутреннего строения рудных зон и контактовое взаимодействие железистых кварцитов с гранитоидами на Тырнахском месторождении (Ю.Якутия).—В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций.—Новосибирск: Наука, с.37-59.

5. Калугин И.А., Лапухов А.С. Распределение рудных масс в пликативных структурах Тырнахского месторождения железистых кварцитов.—В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем.—Новосибирск: Наука, 1980, с.62-67.

6. Кузнецов В.А. Проблемы металлогении зоны БАМ.—Геол. и геофизика, 1980, № 6, с.3-13.

7. Мазуров М.П., Шепель А.Г., Васильева А.И. и др. Парагенезисы и состав магнетитов железорудных месторождений Лиглиер-Тимптонского рудного пояса (Алданский щит)—В кн.: Проблемы теоретической и генетической минералогии.—Новосибирск: Наука, 1981, с.81-90.

8. Сотников В.И., Кастрыкин Ю.П., Никитина Е.И. Температурные условия формирования молибденового оруденения в центральной части Станового хребта.—ДАН СССР, 1980, т.254, № 4, с. 990-992.

9. Сотников В.И., Кастрыкин Ю.П., Никитина Е.И. Особенности распределения хлора и фтора в минералах интрузивных и постмагматических образований молибденовых рудопроявлений Станового хребта.—Геохимия, 1981, № 3, с.361-370.

10. Тычинский А.А., Синчук Ю.А., Шпиллов Д.Л. и др. Источники рудного вещества и вопросы генезиса свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа (Прибайкальский полиметаллический рудный пояс).—В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1977, с.43-80.

## ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ТУВЫ

Главной задачей исследований Тувинской геологической лаборатории в период 1975–80 гг. являлось изучение закономерностей размещения и локализации эндогенных месторождений ведущих для Тувы рудных формаций.

На первом этапе наших исследований по рудно-формационному анализу полезных ископаемых Тувы выполнена систематика рудных формаций полиметаллического, золотого, кобальтового, ртутного оруденения и начато обобщение материалов по размещению хромитовой минерализации.

В пределах Тувинской АССР распространены геологические структуры, сформировавшиеся на различных этапах развития – от раннегеосинклинальных до посторогенных, с присущими этим этапам геологическими формациями и металлогеническими чертами.

Анализ условий формирования стратифицированных комплексов и особенностей эволюции тектоно-магматических процессов в сопряженных зонах Центрально-Азиатского складчатого пояса, фрагментом которого является Алтай-Саянская область, позволяет на территории Тувы и прилегающих районов контуры относительно стабильных и мобильных структур. К первым относятся Тувино-Монгольский эпибайкальский остаточный срединный массив и Тувинский эписалаирский массив ранней консолидации, ко вторым – салаирско-каледонская геосинклинальная зона Западного Саяна и каледоно-герцинская Ануйско-Чуйская зона [15].

Характерной особенностью эволюции региона в последевонский период явилось широкое и неоднократное развитие процессов тектоно-магматической активизации, способствовавших формированию широкого спектра полезных ископаемых (молибдена, вольфрама, олова, висмута, кобальта, ртути, барита, редких земель и др.).

Эти периоды отличаются специфическими признаками, позволяющими использовать их в качестве критерия для выделения четырех этапов активизации, отличавшихся металлогенической специализа-

цией: герцинский (карбон-пермь), раннемезозойский (триас-ранняя яра), позднемезозойский (поздняя яра-мел) и кайнозойский (неоген-голоцен).

В качестве главных рудоносных тектонических структур этапов активизации выделяются: жесткие блоки; разделяющие их буферные зоны, являющиеся своеобразной формой проявления глубинных разломов в этапы активизации; расколы жестких блоков [12,15].

Описанные геологические структуры в пределах Тувы характеризуются различным набором полезных ископаемых, что является следствием зависимости их металлогенической специализации от состава и типа развития земной коры. Здесь выделяются соответственно три металлогенические области: Тувино-Монгольского и Тувинского массивов и Западного Саяна (металлогенические области Ануйско-Чуйской геосинклинали и Восточного Саяна нами не рассматриваются из-за их ограниченной площади развития на территории Тувы).

Для Тувино-Монгольского массива специфична редкометалльная и редкоземельная минерализация, алюминиевое и фосфорное сырье. Металлогеническая область Тувинского массива характеризуется присутствием асбестовой, хромитовой, полиметаллической, медно-порфировой, кобальтовой и ртутной минерализации. В западной части этой структуры установлены редкометалльные проявления (молибден, олово, висмут и другие) и фтор-барит-редкоземельно-железородное оруденение. Общим полезным ископаемым для обеих областей является золото, поскольку оно формировалось практически на всех этапах геологического развития региона. Большой интерес в металлогеническом отношении представляет зона обрамления Тувинского массива, особенно в участке сочленения его со структурами Тувино-Монгольского массива, где имеются предпосылки обнаружения меднопорфирового и редкометалльного оруденения. Западно-Саянская металлогеническая область в пределах Тувы характеризуется формациями медистых песчаников, кобальтсодержащей сульфоарсенидо-сульфидной и кобальтовой сульфоарсенидной минерализацией.

Металлогеническими структурами второго порядка являются Хемчикско-Куртушибинская, Убсунур-Бийхемская, Кандатско-Аксуг-

ская, Агардагско-Харальская, Курайская и Чазадыр-Терлигхай-ская металлогенические зоны. В пределах металлогенических областей и зон выделены рудные районы, зоны и узлы, в которых проявлены рудные формации изученных вами видов полезных ископаемых [15].

На основании анализа закономерностей размещения свинцово-цинкового оруденения, геологических особенностей локализации рудных залежей и их вещественного состава на территории Тувы выделено пять полиметаллических рудных формаций: колчеданная медно-свинцово-цинковая кембрийских энгеосинклинальных комплексов; свинцово-цинковая терригенно-карбонатных геосинклинальных комплексов докембрия ("метаморфизованная стратиформная"); свинцово-цинковая стратиформная терригенно-карбонатных отложений чехла Тувинского массива; свинцово-цинковая скарновая; свинцово-цинковая зон орогенных и посторогенных разрывных нарушений. Реальными предпосылками на выявление новых промышленных месторождений обладают два первых типа оруденения [6, 13].

При рассмотрении колчеданной формации проанализированы закономерности ее размещения в кембрийских энгеосинклинальных структурах. Наиболее продуктивными являются Улутуйская и Ондумская колчеданосные зоны.

Свинцово-цинковое оруденение терригенно-карбонатных геосинклинальных комплексов докембрия проанализировано на примере Белатр-Сарыгматейской рудной зоны. В ее пределах выявлены Сарыгматейское и Белатрское рудопроявления.

Рудопроявления по геологическим особенностям имеют сходство с месторождениями "метаморфизованной стратиформной" формационной группы [7,13].

Золотое оруденение на территории Тувы проявлено на разных этапах геологического развития региона - геосинклинальном, орогенном, автономной активизации. При систематике золоторудной минерализации в дополнение к известным золото-скарновой, золото-кварцевой, золото-березитовой и золото-колчеданной рудным формациям установлены предпосылки выявления золото-лиственитовой, золото-мышьяковой и золото-углеродистой формаций [4,5,14,15].

Кобальтовое, висмут-кобальтовое и ртутное оруденение

преимущественно концентрируется в пределах Тувинского массива и его обрамления. Оно связано с зонами глубинных разломов, испытавших последевонскую тектоно-магматическую активизацию [I, I2, I5].

Отмечается ряд общих закономерностей, характерных для рассматриваемого оруденения:

1. Главными рудоконтролирующими факторами являются структурно-тектонический и литолого-геохимический. Первый влияет на формирование и пространственное размещение рудных полей, второй определяет минеральный тип и локализацию руд в их пределах [I0, II].

2. Установлена преимущественная локализация оруденения в буферных зонах, реже – в расколах жестких блоков, возникающих или активизированных в позднегерцинско-раннемезозойский этап тектоно-магматической активизации. Рудные поля максимально тяготеют к участкам пересечения буферных зон или отдельных продольных швов в их пределах поперечными нарушениями глубокого заложения. Последнее определяет линейно-узловой характер распределения оруденения в плане [I2, I5].

3. Характерной особенностью развития околорудных гидротермальных изменений является преобладание метасоматитов формации гидротермальных аргиллизитов, часто наложенных на метасоматиты других формационных групп [I, II].

4. В отличие от традиционных представлений о девонском возрасте и генетической связи висмут-кобальт-арсенидного и ртутного оруденения Тувы с девонским магматизмом, развиваемых в работах В.А. Унксова, А.Н. Кена и В.В. Грузы, А.Н. Павлова и др., наши исследования показали отсутствие прямой генетической связи оруденения с магматизмом и подтвердили мнение В.А. Кузнецова и его школы о более молодом, позднепалеозойско-раннемезозойском возрасте рассматриваемой минерализации [I, I5, I6].

В пределах Западной, Центральной Тувы и прилегающих районов часто устанавливается приуроченность висмут-кобальтовой и ртутной минерализации к одним и тем же буферным зонам (Шуйско-Чаданская, Барлыкская), возникшим в процессе позднепалеозойско-раннемезозойской активизации Тувинского массива. Изучение соотношения оруденения позволило установить, во-первых, наличие определенной общности в формировании данной ми-

нерализации, во-вторых, смену висмут-кобальтовых руд во времени и по латерали ртутными с образованием переходных минеральных типов. Приведенный материал несомненно свидетельствует о связи висмут-кобальт-мышьяковой и ртутной минерализации и позволяют считать их образование следствием эволюции общего процесса позднепалеозойско-раннемезозойской тектоно-магматической активизации, которая привела к смене мышьяковой геохимической специализации глубинных зон ртутной [15].

Для кобальтовых и висмут-кобальтсодержащих проявлений Тувы характерно большое разнообразие геологического строения и минеральных типов. Наиболее продуктивная  $Bi-Co-Ni$  -арсенидная рудная формация, являясь наряду с золото-мышьяковой ранним членом генетического ряда рудных формаций позднегерцинско-раннемезозойского этапа активизации, максимально развита в буферных зонах обрамления наиболее поднятых жестких блоков салаирского фундамента Тувинского массива (Восточно-Таннуольского, Чингекатского, Монгунтайгинского и др.). В контурах зон рудные поля тяготеют к локальным горстовым структурам в обрамлении приразломных грабен, выполненных девонскими образованиями, характеризующимися повышенной соленостью [12,13, 15].

Характерной особенностью рудообразования является его направленный стадийный характер, обусловленный прерывистым раскрытием рудообразующей системы в условиях изменения концентрации мышьяка и уголекислоты, степени пересыщения растворов и возрастания окислительно-восстановительного потенциала [I,10, II].

Исследования газовой-жидких включений и минерального состава руд показали, что рудообразующие растворы были преимущественно уголекислыми мышьяковистыми, сульфатно-хлоридно-карбонатными, по-видимому, близкими современным уголекислым мышьяковистым термам Закавказья, Сахалина, Камчатки. Формирование гидротермальных висмут-кобальт-мышьяковых руд происходило в интервале температур  $220-50^{\circ}C$  и давления 10-1700 бар [I].

Предполагается, что висмут-кобальт-никель-арсенидная рудная формация формировалась при смешении ювенильных  $As$ -содержащих уголекислых флюидов с экзогенными сульфатно-хлоридными

водами девонских соленосных толщ Тувинского прогиба [1,15], которые дренировались буферными зонами, заимствуя ионы  $Co, Ni, Bi, Fe$  из вмещающих образований.

Ртутное оруденение, принадлежащее к ртутной формации, максимально тяготеет к участкам буферных зон в обрамлении наиболее погруженных жестких блоков Тувинского массива, сложенных отложениями девона, а иногда и юры. Последнее особенно характерно для Чазанды-Терлигхайской ртутной зоны, развитой вдоль тектонического обрамления Тувинского прогиба. Внутри буферных зон ртутная минерализация концентрируется в узлах пересечения поперечными нарушениями наиболее пестрых, анизотропных по составу вмещающих пород, благоприятных для проявления физико-механического контроля и метасоматических процессов. Коллекторами руд являются пластины (блоки) наиболее хрупких, проницаемых пород, чередующиеся с более пластичными [1,2,3].

Сделан вывод, что преимущественная локализация промышленного ртутного оруденения в вулканогенно-осадочных образованиях нижнего-среднего девона в Центральной Туве обусловлена особенностями формирования буферных зон данного района [16].

Хромитовая рудная формация в Туве, как и во всех складчатых областях, тесно связана с ультраосновными породами дунит-гарцбургитового состава. Причем наиболее богатое и широко проявленное оруденение встречается в пределах крупных гипербазитовых поясов, обрамляющих Тувинский массив. Так, известное Агардагское хромитовое месторождение расположено на стыке его с Тувино-Монгольским массивом на юго-востоке, а Хопсекское — со структурами каледонид на северо-западе.

Все рудные объекты сложены небольшими жилло- и линзообразными телами массивных и редковкрапленных руд, имеющими явно эпигенетические признаки по отношению к вмещающим породам. В пределах Хопсекского массива, помимо массивных хромитовых руд, носящих признаки оруденения гистеромагматического типа, выделяются руды, приуроченные к приконтактовым зонам габбро-диабазов. Эти руды рассматриваются как "вторичные", образованные путем перераспределения хрома при прогрессивном метаморфизме ультрабазитов.

На примере ряда гипербазитовых массивов Тувы оцениваются некоторые региональные критерии поисков хромитовых руд.

Анализ материалов по рудным формациям полиметаллического, золотого, кобальтового, ртутного и хромитового оруденения Тувы позволил авторам выделить перспективные площади для постановки первоочередных геологоразведочных работ на эти виды сырья [8,9,15].

#### Литература

1. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Оболенский А.А., Зайков В.В., Толькин В.Г. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы.—В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.—Наука, 1979, т.2, с.226-235.
2. Гречищев О.К., Васильев В.И., Гречищева В.Н. Геологическое строение и особенности минерального состава руд Арзакского рудопоявления ртути (Тува).—Геол. и геофиз., 1978, № 10, с.40-48.
3. Гречищев О.К., Гречищева В.Н. Оруденелые туфопесчаники Терлигхайского месторождения ртути.—В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР.—Кызыл: Тувинское кн.изд-во, 1979, Вып. IV, с.128-132.
4. Зайков В.В. Рудоносность геосинклинальных вулканических комплексов Тувы.—В кн.: Металлогения эвгеосинклиналей.—Свердловск, 1976.
5. Зайков В.В., Королук В.Н., Лепезин Г.Г., Меляховецкий А.А. Метаморфизм Харальской структурно-формационной зоны (Восточная Тува).—В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии.—Новосибирск: Наука, 1977, т.10, с.197-206.
6. Зайков В.В., Дистанов Э.Г., Толькин В.Г. О перспективных типах полиметаллического оруденения Тувы.—В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири.—Новосибирск: Наука, 1978, с.65-72.
7. Зайков В.В., Толькин В.Г. Полиметаллическое оруденение Юго-Западной Тувы.—Рукопись Деп.ВИНИТИ, № 1980-78 (78).
8. Кужутет К.С. О геолого-экономической оценке территориальных сочетаний минерально-сырьевых ресурсов Тувы.—В кн.:



Пути повышения общественного производства в Тувинской АССР.—Кнзыл: Тувинское кн.изд-во, 1976.

9. Кужугет К.С., Зайков В.В., Лебедев В.И. О проблемах геолого-экономической оценки минерально-сырьевых ресурсов Тувы.—В кн.: Оценка, прогнозирование, рациональное использование и охрана минеральных ресурсов.—Новосибирск: Наука, 1980, с.27-32.

10. Лебедев В.И. Метасоматизм и арсенидное никель-кобальтовое оруденение Ховуаксинского рудного поля (Тувинская АССР).—В кн.: Геология, поиски и разведка рудных и нерудных полезных ископаемых Урала.—Свердловск, 1978, вып.2, с.26-39.

11. Лебедев В.И., Толькин В.Г. Метасоматиты и телескопированная минерализация Монгун-Тайгинского рудного поля.—В кн.: Рудоносные метасоматические формации Урала.—Свердловск, 1978, ч.II, с.23-25.

12. Лебедев В.И. Особенности размещения кобальтовой минерализации в Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Рудные формации и месторождения Сибири.—Томск: Изд-во Томского ун-та, 1979, с.136-140.

13. Федосеев Г.С., Бабич В.В., Зайков В.В., Лебедев В.И., Плохих Н.А. Распознавание образов в задачах качественного прогноза рудных месторождений.—Новосибирск: Наука, 1980, 208 с.

14. Рогов Н.В., Зайков В.В., Бухаров Н.С., Уссар Р.Т. Рудоносные зоны смятия Тувы.—В кн.: Материалы по геологии Тувы.—Кнзыл: Тувинское кн.изд-во, 1978, Вып.IV, с.86-99.

15. Зайков В.В., Лебедев В.И., Толькин В.Г., Гречищева В.Н., Кужугет К.С. Рудные формации Тувы.—Новосибирск: Наука, 1981.—200 с.

16. Толькин В.Г., Гречищева В.Н. О рудоносных структурах Тувы и некоторых вопросах их формирования.—Геол.и геофиз., 1978, № I, с.82-89.

ЛОГИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ПРОГНОЗИРОВАНИИ  
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Методологический разбор [1,2,3] показал, что все разнообразие содержательных постановок задач, решаемых по схеме распознавания, сводится к трем формальным типам – задача таксономии, задача классифицирования, задача обучения.

Решение задач таксономии сводится к выделению групп объектов с помощью вводимых критериев сходства-различия, т.е. к построению классификации. При отсутствии априорных предположений о числе классов, размере и составе признакового пространства, типа используемого решающего правила задачи таксономии характеризуются множественностью вариантов решения. Поэтому при решении задач этого типа необходимо некоторым образом фиксировать основание классификации и правило классифицирования, что осуществляется исходя из ряда содержательных соображений, контролируемых целью проводимых исследований. Задачи таксономического характера играют весьма существенную роль в геологических исследованиях, в том числе и при рудо-прогнозе.

Обязательным условием решения задачи обучения является знание классификации исследуемых объектов. Конечная цель решения задачи обучения заключается либо в нахождении правила, по которому построена заданная классификация (при фиксированном основании классификации), либо в нахождении основания классификации (при фиксированном правиле ее построения). И в том, и в другом случаях в конечном итоге требуется подтвердить правомерность существования априорно заданной классификации. В схему решения задачи обучения вписывается достаточно большое количество содержательных постановок – выявление поисковых критериев на определенный вид полезного ископаемого; выяснение принципиальных различий между месторождениями разной промышленной значимости, или же относимых к разным формационным типам и т.д.

Необходимость в решении задачи классифицирования возникает в том случае, когда часть исследуемых объектов расклассифицирована, а для остальных объектов их классификационное положение еще предстоит выяснить. Таким образом, конечная цель решения задачи данного типа – достроить априорную классификацию. Естественно, что решение такой задачи возможно лишь в том случае, если известны основание классификации и правило классифицирования, с помощью которых строилась априорная классификация. Именно этот момент определяет особенность описываемого типа задачи, заключающуюся в том, что она обычно решается вторым этапом, после решения задачи обучения. В схему задачи классифицирования вписываются все задачи качественного и количественного прогнозирования по определению перспектив недостаточно изученных участков и площадей.

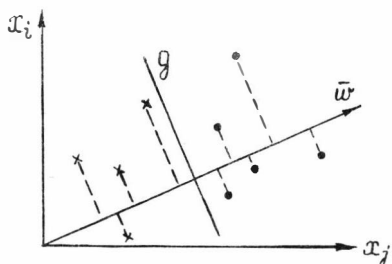
Таким образом, все многообразие предметно-содержательных задач, решаемых по схеме распознавания образов, сводится к трем типам, решение которых возможно лишь в том случае, если из трех элементов распознавания два фиксированы.

К настоящему времени накоплен обширный арсенал алгоритмов распознавания, базирующихся на различных модельных представлениях об исследуемых (или формируемых) классах объектов. В кратко характеризуемых ниже задачах использовался разработанный в ИГиГ СО АН СССР "итерационный метод целевого классифицирования и упорядочения объектов" [4,5,6]. Реализующий данный метод алгоритм обучения "Каскад-П", относящийся к классу перцептронов, осуществляет поиск такого вектора в  $n$ -мерном признаковом пространстве, при проецировании на который точек-объектов из разных классов образуются непересекающиеся области (см.рис).

В этой ситуации разделение объектов, принадлежащих к разным классам, можно произвести с помощью гиперплоскости, сопоставив тем самым каждому эталонному классу некоторую область многомерного пространства. Уравнение гиперплоскости имеет вид:

$$\sum_{i=1}^n x_i a_i = \beta,$$

где  $x_i$  – значение  $i$ -го признака,  $a_i$  – его информационный вес,  $\beta$  – свободный член,  $n$  – число характеристических признаков.



Геометрическая интерпретация работы алгоритма "Каскад-П" (в случае двух классов)

$x_i, x_j$  - характеристические признаки;  $\bar{w}$  - искомый вектор;  $g$  - разделяющая гиперплоскость;  $x, \cdot$  - объекты разных классов.

Поиск, разделяющей гиперплоскости, заключающийся в нахождении соответствующих информационных весов признаков, осуществляется итерационным путем, обеспечивающим целенаправленное приближение к искомому результату.

Положение распознаваемого объекта относительно найденной разделяющей гиперплоскости, а, следовательно, и принадлежность к одному из эталонных классов, определяется величиной строчечной нагрузки:

$$J[Q_j^*]_i^* = \sum_{i=1}^n x_i a_i$$

Конкретное применение алгоритма "Каскад-П" было осуществлено при решении задач прогнозной оценки участков на некоторые виды рудных полезных ископаемых на территории Сибири и Южного Урала [1, 7, 8].

При прогнозной оценке кобальтоносных рудных полей Тувы и сопредельных районов материал обучения был представлен 44 объектами, охарактеризованными 149 признаками и сгруппированными в четыре класса в соответствии с их принадлежностью к одной из следующих генетических групп: низкотемпературная гидротермальная (I), контактово-метасоматическая (II), среднетемпературная гидротермальная (III), высокотемпературная гидротермальная (IV). Перечисленные группы обладают различной практической ценностью, поэтому отнесение распознаваемых участков (проб) к тому или иному эталонному классу позволяет судить о степени целесообразности проведения на них детальных поисковых работ.

Обучение проводилось в трех постановках при различных вариантах объединения эталонных классов в самостоятельные груп-

пы - формальные классы (табл. I). В каждой постановке осуществлялся поиск правила классифицирования, позволяющего различать формальные классы.

Таблица I

Выделение формальных классов и некоторые характеристики

Постановка	Первый формальный класс	Второй формальный класс	$\rho^l$	$n'$	$D$
1	I	II+III+IV	+0,132	13	350
2	I+II	III+IV	+0,109	19	500
3	I+II+III	IV	+0,148	26	550

Примечание:  $\rho^l$  - растяжка классов,  $n'$  - число признаков в минимизированном признаковом пространстве,  $D$  - число итераций.

Во всех трех постановках было достигнуто полное разделение формальных классов ( $\rho^l > 0$ ) и выделены наборы наиболее информативных признаков, использованных далее для распознавания проб. В целом наиболее информативными оказались признаки, характеризующие зону окисления, интенсивность геохимических аномалий и минеральный состав жид.

При распознавании проб окончательное решение принималось по данным диагностики во всех трех постановках с учетом непротиворечивости результатов. В итоге из 50 проб, представленных к распознаванию, 7 отнесены к первому классу, 15 - ко второму, 26 - к третьему и 2 - к четвертому. Следует сказать, что в числе проб имелись и такие, генетическая принадлежность которых считается установленной и которые могут в первом приближении рассматриваться как объекты внешнего экзамена. К числу таких объектов относятся рудопоявления Абаканское, Одрабашское, Шерегешское, Карагемское, Саянское и Владимирское, относимые к контактово-метасоматической группе; Иштихемское и Кара-Хая, относимые к среднетемпературной гидротермальной группе. При распознавании перечисленных объектов было допущено две ошибки (рудопоявления Владимирское и Кара-Хая), т.е. по используемой обычно методике оценки качества распознавания надежность диагностики проб составляет 75%.

Учитывая наибольшую практическую ценность представителей никель-кобальтовой арсенидной формации низкотемпературной группы, по результатам алгоритмической обработки в качестве первоочередных для более детального исследования следует рассматривать следующие объекты: Ценгесайское, Ново-Акхемское, Лево-Хонделенское, Верхне-Саныхское, Узунхемское, Эзимское и Джудукульское.

Определение принадлежности Сарыгматейского и Бедатрского полиметаллических рудопоявлений Тувы к "метаморфизованной стратиформной" или "метасоматической" генетическим группам преследовало цель выяснить их промышленную значимость, поскольку масштабы эксплуатирующихся месторождений первой группы на порядок больше, чем второй. Разделение их традиционными геологическими методами встречает определенные трудности в силу многопараметричности классифицирующего фактора, в связи с чем и была предпринята попытка решить эту задачу с помощью математических методов. Основой для ее решения послужили данные многих авторов по указанным группам объектов. Задача решалась в двух постановках, обусловленных способом компоновки исходных данных. В первой постановке материал обучения включал лишь месторождения Саяно-Енисейской области - по шесть объектов из каждой генетической группы. Во второй постановке каждый эталонный класс был представлен пятью месторождениями из других регионов - Забайкалья, Прибайкалья, Австралии, Канады и США. Описание объектов обучения осуществлялось отдельно по двум наборам признаков: региональному, характеризующему общее геологическое строение рудных полей (матрица А), и локальному, характеризующему условия локализации рудных тел, их состав и морфологию (матрица В). Поэтому решение задачи осуществлялось в четырех вариантах. Такая схема решения позволила не только расклассифицировать распознаваемые объекты по эталонным классам, но и сделать выводы о соотношении месторождений из различных регионов и о разделяющей роли характеристических признаков различного уровня.

Содержательный анализ результатов обучения во всех четырех вариантах позволяет сделать следующие выводы:

1) существуют значительные различия между полиметалличес-

кими месторождениями и рудопроявлениями Саяно-Енисейской области и объектами из других областей мира;

2) в целом лучшее разделение "стратиформных" и "метасоматических" месторождений достигается в пространстве региональных признаков, характеризующих тип и строение рудных полей;

3) среди содержательных групп признаков наибольшая информативная нагрузка при разделении ложится на литологические параметры и параметры, характеризующие тип рудного поля, морфологию рудных тел, состав руд. Признаки, описывающие дизъюнктивные и пликвативные структуры, магматические и метасоматические образования, сыграли существенно меньшую роль.

Сопоставление результатов распознавания по двум взаимно дополняющим выборкам и в различных признаковых пространствах позволило отнести Сарыгматейское и Белатрское рудопоявления к разряду "стратиформных" (табл. 2).

Классифицирование объектов внешнего экзамена, в качестве которых были использованы шесть свинцово-цинковых рудопоявлений Енисейского кряжа, практически полностью согласуются с выводами, полученными на основе геолого-минералогических исследований.

Таблица 2

Результаты распознавания

Объекты расознавания	Величина строчечной нагрузки			
	Постановка 1		Постановка 2	
	Матрица А	Матрица В	Матрица А	Матрица В
Сары-Гимате	0,413-0,425	0,213-0,703	0,655	0,305-0,568
Белатр	0,494-0,553	0,389-0,878	0,508	0,303-0,601
Область определения I класса	> 0,260	> 0,130	> 0,500	> 0,370

Задача по прогнозной оценке магнитометрических аномалий Холзуно-Инского района формулировалась следующим образом: на основе сравнительного математического анализа информации по участкам с разведанными месторождениями и рудопоявлениями железа расклассифицировать менее изученные объекты на перс-

пективные и неперспективные, на промышленное магнетитовое или магнетит-гематитовое оруденение. Объекты обучения были разделены на два класса: первый класс – месторождения с запасами руды более 50 млн.т (8 объектов), второй – рудопроявления, с запасами руды менее 50 млн.т (9 объектов). Распознавание подверглись 94 объекта.

Исходный набор из 100 признаков состоял из двух информационных массивов – геологического и геофизического, которые в свою очередь подразделялись на группы, характеризующие литологию вулканогенно-осадочных толщ, интрузивные образования, магнитометрию и т.д. В процессе обучения исходное признаковое пространство было сокращено более чем на 90%.

По результатам распознавания подавляющее большинство проб отнесено ко второму эталонному классу. К классу месторождений с запасами более 50 млн. тонн отнесено 4 участка. Два из них – Северный П и Юго-Восточный Тургусунский – располагаются вблизи уже известных месторождений – Инского и Холзунского соответственно. Гораздо больший интерес и с методической, и с практической точек зрения представляет отнесение к классу крупных месторождений участков Тимофеевский и Тимофеевский I, расположенных на севере Коргонской структурно-формационной зоны.

При прогнозной оценке участков на скарново-магнетитовое оруденение на Южном Урале в качестве объектов обучения было использовано 53 эталона, охарактеризованных в пространстве 154 признаков. Эталонные объекты по целевому признаку (запасы руды, млн.т) сгруппированы в четыре класса: крупные (50–550), средние (10–50), мелкие (0,1–10) месторождения и "пустые" (менее 0,1) участки. Объекты первых трех классов территориально приурочены к Тагил-Магнитогорскому и Тименско-Кустанайскому прогибам. "Пустые" участки находятся в южной части Тагил-Магнитогорского прогиба, в пределах Круглогорской, Магнитогорской и Остроленской железорудных зон. В этих же зонах располагаются и распознаваемые объекты (52 участка), на многих из которых установлено магнетитовое оруденение, но масштабы его не оценены. Задача состояла в том, чтобы среди проб выделить наиболее перспективные участки и оценить предполагае-



мне запасы на основе сходства их описаний с эталонными месторождениями.

Решение задачи производилось в 4 этапа. На первых трех было осуществлено классифицирование проб по эталонным классам, а на четвертом – оценены ожидаемые запасы (перспективные ресурсы) на восьми участках, попавших в класс крупных месторождений (в млн.т): Южно-Ивановский – 185, Западно-Московский – 125, Восточный – 140, Подольский – 60, Круглогорский – 110, Красненский – 105, Сутурский – 50 и Сидоркин – 145.

#### Литература

1. Распознавание образов в задачах качественного прогноза рудных месторождений /Г.С.Федосеев, В.В.Бабич, В.В.Зайков.– Новосибирск: Наука, 1980.– 208 с.
2. Федосеев Г.С. Предварительный анализ данных в логико-математических исследованиях.–В кн.: Логико-математическая обработка геологической информации.–Новосибирск, 1976, с.22–42.
3. Бабич В.В., Федосеев Г.С. Прогнозная оценка железорудных месторождений Кондомского района Горной Шории.– Там же, с.101–107.
4. Бабич В.В., Федосеев Г.С. Метод целевого классифицирования и упорядочения объектов ("Каскад-1").–Там же, с.42–70.
5. Бабич В.В. Алгоритмическое описание итерационного метода целевого классифицирования и упорядочения объектов ("Каскад-П").–В кн.: Программные комплексы для целевой обработки информации.–Новосибирск, 1977, с.27–38.
6. Бабич В.В., Ланда Е.И., Соколов А.Д. Комплекс программ итерационного метода целевого классифицирования и упорядочения объектов ("Каскад-П").–Там же, с.39–56
7. Бабич В.В., Федосеев Г.С. Прогнозная оценка магнитных аномалий Холзуно-Инского района (по геофизическим данным).– В кн.: Логико-информационные исследования в геологии.–Новосибирск, 1977, с.94–108.
8. Плоших Н.А., Бабич В.В. и др. Применение логико-математических методов при прогнозировании скарново-магнетитовых месторождений на Южном Урале.–В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при обработке информации на геологоразведочных работах.–Свердловск, 1980, с.48–49.

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

КУЗНЕЦОВ В.А. Проблемы рудообразования и металлогении Сибири . . . . .	3
ШАРАПОВ В.Н., МИЛОВА Л.В. Проблемы моделирования динамики процессов магматизма, рудообразования и метасоматоза . . . . .	II
ПАВЛОВ А.Л. Современные гидротермальные системы и рудообразование . . . . .	19
ЛАПИН С.С. Роль различных факторов в формировании эксплуатируемых скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области . . . . .	26
МАЗУРОВ М.П. Рудообразующий метасоматоз на скарновых месторождениях железа . . . . .	30
КАЛУТКИН И.А. Метаморфогенная регенерация рудного вещества на магнетитовых месторождениях Сибири . . . . .	38
СИНЬКОВ В.И. Температурный фактор в формировании магнетитовых месторождений скарновой формации . . . . .	45
ДИСТАНОВ Э.Г., КОВАЛЕВ К.Р. Условия образования и метаморфизм колчеданно-полиметаллических месторождений Юга Сибири . . . . .	48
ТЫЧИНСКИЙ А.А., ПОНОМАРЕВ В.Г. Геолого-генетические модели докембрийских стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири . . . . .	57
СКУРИДИН В.А. Особенности магматизма рудных полей молибденовых месторождений Забайкалья. . . . .	64
ЛАПУХОВ А.С. Рудная зональность и локальный прогноз колчеданно-полиметаллических месторождений . . . . .	71
БЕРЗИНА А.П., СОТНИКОВ В.И., НИКИТИНА Е.И. Хлор и фтор в эндогенном процессе на месторождениях медно-молибденовой рудной формации . . . . .	79
СОТНИКОВ В.И. Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений . . . . .	87
ШИРОКИХ И.Н., ЛАПИН Б.Н., БОРОВИКОВА Г.А. Процессы метасоматоза и рудообразования на некоторых золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья. . . . .	95
ОБОДЕНСКИЙ А.А. Проблемы генезиса эпitherмальных ртут-	

ных и сурьмяно-ртутных месторождений . . . . .	I03
БОРИСЕНКО А.С. Формации околорудных метасоматитов месторождений ртути, сурьмы и мышьяка . . . . .	III
ВАСИЛЬБЕВ В.И. Новые минералы руд ртутных и ртутьсо- держащих месторождений и их парагенезисы . . . . .	II9
МИХАЛЕВА Л.А. Сравнительное изучение малых интрузий в рудных полях эндогенных месторождений Юга Си- бири . . . . .	I27
КУЗНЕЦОВ В.А. Вопросы металлогении и геологии рудных месторождений зоны БАМа . . . . .	I35
КУЖУГЕТ К.С., ЗАЙКОВ В.В., ЛЕБЕДЕВ В.И., ТЮЛЬКИН В.Г., ГРЕЧИЩЕВА В.Н. Особенности тектонического разви- тия и рудные формации Тувы . . . . .	I45
БАБИЧ В.В., ЛЕБЕДЕВ В.И., ФЕДОСЕЕВ Г.С. Логико-мате- матические методы в прогнозировании рудных место- рождений . . . . .	I53

**ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
И ПРОЦЕССЫ РУДОБРАЗОВАНИЯ**

**Сборник научных трудов**

**Ответственный редактор академик В.А.Кузнецов**

**Ответственный за выпуск А.А.Тычинский**

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н.Александрова

---

Подписано к печати 27.V.1981г. МН 06332.

Бумага 60x84/16. Печ.л. 10,25. Уч.-изд.л. 9,6.

Тираж 500. Заказ 205. Цена 1 руб. 40 коп.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.