



**РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МИНЕРАЛОГИЯ
ГЕОХИМИЯ**

75

ЛЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ В ТГУ

77 НОЯ 2013

ср. одесское жилье.

Валя была девушкой миловидной. Нескотной, но статной. Ходила на работу в фирмет зончике и каждое утро поливала цветы и у. и в коридоре. Я никогда цветами не увлека; общем-то все равно, кто их разводит, но у м ные основанни думать, что разводила цветы Некрасова. Нужно же ей было о ком-то за даже кажется, разреши на работе держать с собаку заведи, а если бы аквариумный зап неприятен ее начальнику, то рыбки в их ком но бы водились.

Валя Некрасова была человеком замкну не поддерживала женских разговоров о муж тив, презрительно пожав плечами, она делал эти разговоры только раздражают и она ното в них не приходит. Иногда Валя позволя вать расходившихся женщин и вернуть их венным служебным занятиям. Обычно ей н Любопытно то, что о Вале Некрасовой сплетничали. Просто сложилось общее мне ведем, и все на этом кончалось. Тем боле была практически безобидна.

Государственный комитет Российской Федерации
по высшему образованию

Томский государственный университет
Кафедра минералогии и геохимии

1-822746 кр.
**РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МИНЕРАЛОГИЯ
ГЕОХИМИЯ**



Томск - 1996

УДК 553.3 + 548/549 + 550.4

Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия // Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - 145с.

В сборнике, посвященном 75-летию геологического образования в Томском госуниверситете, содержатся работы сотрудников кафедры минералогии и геохимии по основным направлениям научных исследований на кафедре: металлогении Алтае-Саянской области, геологии скарновых, полиметаллических и пегматитовых месторождений, парагенетическому анализу и стадийности процессов минералообразования, типоморфизму и физике минералов. В ряде статей на конкретных примерах рассматриваются общие проблемы эколого-геохимических исследований подверженных техногенному воздействию природных систем.

Сборник адресован специалистам геологам и геоэкологам, студентам вузов и аспирантам. Особенно интересен он будет выпускникам Томского университета.

Редакторы сборника: профессор А.И.Летувнинкас
зав.НИЛ ЭПМ А.Д.Строителев

Обложка С.А.Родыгина

© Томский государственный университет, 1996 г.

*75-летию геологического образования в
Томском государственном университете
ПОСВЯЩАЕТСЯ*

В 1990 году факультет и кафедра минералогии и кристаллографии отметили 100 лет со дня рождения И.К.Баженова - профессора, доктора геолого-минералогических наук, на протяжении почти полувека заведовавшего кафедрой (1928 - 1973 гг.). Проведенная в дни торжеств конференция была и своеобразным подведением итогов работы кафедры за многие предшествующие годы (открыта в 1888 году на медицинском факультете университета), и отчетом ее сотрудников за нынешнее состояние дел.

Аналогичная конференция была организована кафедрой палеонтологии и исторической геологии в 1994 году в связи со 100-летним юбилеем со дня рождения профессора В.А.Хахлова. И это тоже было подведением итогов работы и факультета, и его кафедр. Материалы обеих конференций опубликованы.

1996 год вновь юбилейный - исполняется 75 лет геологическому образованию в Томском государственном университете. Подводить итоги "по полной схеме" нет смысла - не настолько динамична вузовская жизнь. Отметим только некоторые наиболее существенные моменты.

Минералого-геохимическое направление работы кафедры и подготовки специалистов сохраняется, как и наметившиеся ранее тенденции, связанные с уменьшением востребованности молодых специалистов практической геологией. На кафедре оформились три направления научных исследований и подготовки специалистов на базе многоуровневого образования (бакалавриат + дипломированный специалист):

1. Рудно-металлогеническое - геология рудных месторождений и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Заложенное и развитое трудами профессоров И.К.Баженова и Б.М.Тюлюпо направление является очень широким и включает практически все аспекты образования, состава, строения и закономерностей размещения рудных месторождений. На микроуровне оно смыкается с минералогией, геохимией и петрологией, но преимущественно не в специальном, а прикладном (к теории рудообразования) аспекте, на мегауровне - простирается до металлогенического анализа на базе геодинамических построений. В этом направлении работают доценты Ю.В.Индукаев и Г.Б.Князев, нередко по инерции в него выходят зав. кафедрой А.И.Легувинникас, доценты

С.И.Коноваленко и В.А.Баженов, зав. НИЛ ЭПМ А.Д.Строителев, а также работающие вместе с ними ст.преподаватели Л.А.Зырянова и Н.А.Сазонтова, научный сотрудник НИЛ ЭПМ С.В.Гуков.

2. Минералогическое - классическая минералогия, геммология, технологическая и техническая минералогия с тесно примыкающими к ним физикой минералов, физическими методами исследования минерального вещества и деятельностью Минералогического музея имени профессора И.К.Баженова. В центре направления находятся и питают его своими идеями и трудами доцент С.И.Коноваленко, заведующий научно-исследовательской лабораторией экспериментальной и прикладной минералогии (НИЛ ЭПМ) А.Д.Строителев, ведущие научные сотрудники этой лаборатории Н.Н.Борозновская, М.А.Самохвалов и Ю.Л. Погорелов, доценты М.Д.Бабанский, В.Г.Родыгина, В.К.Чистяков, ст. преподаватель Л.А.Зырянова, заведующая Минералогическим музеем В.Л. Свешникова.

3. Экологическая геохимия - преимущественно прикладные экологические аспекты геохимии гипергенеза и техногенеза, связанные с оценкой уровня техногенной трансформации различных компонентов природной среды и ландшафтно-геохимическим прогнозированием. Это новое для кафедры направление научных исследований и обучения студентов, вызванное к жизни не столько внутренними процессами развития кафедры и угрожающим состоянием среды обитания в промышленно-индустриальных центрах России и мира, сколько экономическим положением геологической отрасли и конъюнктурой спроса на выпускников геологических специальностей. Следует заметить, что оформление направления в качестве самостоятельного достаточно хорошо "созрело" - имелась минимально необходимая аналитическая база, развивались работы по прикладной (поисковой) геохимии, имелся некоторый опыт аналитических исследований объектов природной среды.

Научным руководителем этого направления выступает профессор А.И.Летувнинкас, а в учебном процессе задействована уже значительная часть сотрудников кафедры и НИЛ ЭПМ (доцент Ю.В.Индукеев, ст.преподаватель Н.А.Сазонтова, мл.научный сотрудник А.В. Квасников, доценты В.А.Баженов, Г.Б.Князев, В.Е.Хохлов, аспиранты). Аналитической базой направления являются кабинеты количественного спектрального анализа (инженеры Е.Д.Агапова и Е.М.Цымбалова) и химического анализа (инженер Н.И.Харина).

Значительный рост исследований в области геохимии, и не только экологической, явился основанием для переименования в 1993 году кафедры в кафедру минералогии и геохимии.

Несмотря на резкое сокращение реальных объемов прямого финансирования научных исследований как по линии учебного процесса

(кафедра), так и госбюджета (НИЛ ЭПМ), пока удается сохранять учебно-научный комплекс кафедры как единое целое. Значительную часть необходимых для этого ресурсов составляет финансирование научных грантов, научно-технических программ, договорных работ по заказам различных организаций и "кто что подает" (спонсорство). Серьезными и объективными препятствиями для более эффективной экономической деятельности кафедры являются:

1. Значительный рост объема и сложности учебных поручений в связи с изменением их структуры, увеличением числа специализаций студентов (минералогия, геммология, экологическая геохимия) и индивидуализацией их обучения. Так, в 1994-95 уч. году реальный объем поручений на преподавателя превысил 900 часов, в том числе более 175 часов лекций. На кафедре шестью штатными преподавателями и пятью совместителями в общей сложности ведется 12 общенаучных и 30 специальных курсов, в том числе 5 для студентов негеологических специальностей (почвоведов, химиков, географов, экологов). В связи с информатизацией многих учебных дисциплин и компьютеризацией учебного процесса, а также наличием на кафедре класса персональных ЭВМ (руководитель доцент Г.Б.Князев) существенно возросли трудозатраты по многим ранее простым в варианте "доска - мел" курсам (информатика и математическая статистика, геохимические методы поисков, антропогенные геохимические аномалии, источники загрязнения окружающей среды, обработка геохимических данных и др.).

2. Как ни прискорбно, ежегодное "взросление" кафедры: средний возраст 11 ее сотрудников достиг 53 лет и только у одного он значительно ниже 40. Естественно, это не способствует мобильности, нацеленности на активный творческий рост, научную карьеру или общественное признание. Ситуация усугубляется как никогда низкой престижностью науки и образования и связанным с этим (а также общим экономическим положением вузов) оттоком способной молодежи в другие сферы деятельности.

Предлагаемый вниманию читателя сборник научных работ сотрудников кафедры и НИЛ ЭПМ является юбилейным и по своему содержанию перекрывает большую часть диапазона научных интересов и в меньшей степени образовательной деятельности коллектива кафедры. Как и в прошлом, в основе этих работ - исследование минерального вещества, его состава, строения и условий образования. Базис для теоретических построений и моделей - наблюдение, факт. Диапазон их интерпретации - современная теория минерало- и рудообразования. Исключения и несоответствия ей - повод и материал для построения новых научных гипотез.

Наиболее полно охарактеризованы традиционные для кафедры объекты и направления исследований - скарновые месторождения юга Сибири, полиметаллические месторождения Рудного Алтая, типоморфизм минералов, парагенезисы и стадийность эндогенного минералообразования, металлогения Алтае-Саянской области.

Более скромно представлены работы по физике минералов и ее прикладным аспектам. Сравнительно новым мотивом в исследованиях кафедры являются гранитные пегматиты, возвращающие ее к классической минералогии и увлекающие к прелестям геммологии. Последний аспект в сборнике не прозвучал, так же, как и предмет постоянных забот профессора И.К.Баженова - новые методы изучения минерального вещества и его структурной организации. Остается надеяться, что это не последний труд коллектива кафедры.

Заклочительные работы сборника дают представление о развитии и состоянии на кафедре и в НИЛ ЭПМ эколого-геохимических исследований.

Очень важной частью сборника является список литературы. Он един для всех публикаций и содержит преимущественно работы, выполненные разными поколениями сотрудников кафедры. Это не библиография их научных работ (хотя и такой труд для многих представил бы интерес), но и не традиционный список литературы. Нечто среднее - в него включены обобщающие, наиболее интересные с точки зрения авторов публикации. Число приведенных в списке работ определяется не научной продуктивностью их авторов - это задано тематикой сборника и степенью обобщения их творческих исканий в виде укрупненных работ.

Большинство статей написано коллективно. Во всех случаях в перечне авторов первым указан руководитель авторского коллектива и основной исполнитель, далее - в алфавитном порядке.

*Заведующий кафедрой
минералогии и геохимии
профессор А.И.Летушник*

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ И РУДОГЕНЕЗ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЭВОЛЮЦИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СИСТЕМЫ).

Ю.В. Индукаев

В разные годы в связи с решением разнообразных вопросов особенности геологического развития и строения, а также своеобразие металлогении Алтае-Саянской области рассматривались в работах многих геологов (В.А.Обручев, М.А.Усов, Л.В.Алабин, А.С.Аладышкин, А.В.Богацкий, А.Л.Додин, В.С.Домарев, Т.Н.Иванова, А.С.Калутин, В.М.Кляровский, В.А.Кузнецов, Ю.А.Кузнецов, В.Г.Нехорошев, Г.В.Пинус, Г.В.Поляков, В.А.Унксов, Ф.Н.Шахов и другие).

Изучение геологии рудоносных районов, исследование месторождений, их минералогии, геохимии и генезиса Алтае-Саянской складчатой системы с давних времен являются на кафедре минералогии и геохимии университета главными объектами научного познания (А.М. Зайцев, 1889 - 1907 гг. ; П.П.Пилипенко, 1907 - 1918 гг. ; С.М.Курбатов, 1918-1923 гг. ; И.К.Баженов, 1924-1973 гг.). Особенно широко геолого-металлогенические работы в рассматриваемом регионе развернулись в 20 - 30-е годы, что нашло отражение в трехтомном труде "Полезные ископаемые Западно-Сибирского края" (Томск, 1934). В числе авторов первого тома сводки были И.К.Баженов, А.Я.Булытников, А.М. Кузьмин, которыми написано 14 разделов из 44, вошедших в монографию.

В тридцатые и последующие годы металлогенические исследования на кафедре минералогии и геохимии в пределах регионов Сибири выполнялись под руководством И.К.Баженова (1924-1972 гг.) и Б.М. Тюлюпо (1973-1989 гг.). В разные годы в связи с решением различных металлогенических и других задач в исследованиях участвовали различные поколения сотрудников кафедры (В.К. Монич, В.Н. Иконников, В.К.Ермаков, В.К.Черепнин, Ю.Д.Скобелев, С.А.Строителев, Н.К. Гедройц, Б.М.Тюлюпо, Е.Н.Зыков, В.К.Чистяков, В.Г.Родыгина, Ю.В. Индукаев, А.И.Летувнинкас, А.В.Мананков, Г.Б.Князев, Д.В.Калинин, А.Д. Строителев, Л.П.Копылова, С.Г.Камаев, И.И.Матросов, С.С. Коляго, Е.К.Коляго, Л.Н.Коллегов, В.Е.Хохлов, А.В.Манаева, Б.Л. Бальтер, М.Д.Бабанский, С.И.Коноваленко, В.А.Баженов, Л.А.Зырянова, Л.Н.Коваленко, М.П.Астафьев, В.М.Чекалин, А.А.Зубков, С.В.Гуков).

Изучение геодинамики и рудогенеза относится к числу актуальнейших направлений современной металлогении. Это объясняется тем, что в ходе металлогенических исследований всегда возникает проблема расшифровки геодинамической истории изучаемой территории и в связи с этим оценки ее перспективности в отношении оруденения. Решение подобных задач в значительной степени сводится к геодинамическим реконструкциям палеообстановок, через которые прошло развитие

анализируемой призмь Земли. Практически это реализуется через последовательное использование принципа актуализма. Диагностика (или процедура опознания) лежит в основе геодинамических реконструкций [1]. Эта процедура прежде всего предусматривает разработку и полноценное использование базовых моделей [1,43] с привлечением огромного объема разносторонней геологической информации. Исходя из этого сделана попытка реконструировать общий геодинамический режим развития центральной и западной части Алтае-Саянской области и наметить геодинамические обстановки, благоприятные для формирования месторождений.

Исследование геодинамики тектонических областей азиатской части России показывает, что здесь в разнообразных геодинамических условиях действуют одни и те же процессы в различных соотношениях и это дает разные результаты. Физическая природа этих процессов сводится к трем явлениям [42,170]: конвекции, фазовым изменениям и изостатическому регулированию. Иницирующую роль играет конвективный вынос продуктов дифференциации вещества с границы внешнего ядра через нижнюю мантию и образование горячих зон по всей мантии. Одним из следствий этого процесса является температурная неоднородность мантии и связанные с ней ундуляции зон фазовых переходов, которые рассматриваются как главные источники глобальных гравитационных аномалий.

Присутствие в мантии астенотиз приводит к стягиванию конвекции в зоны пониженной вязкости. Эти неоднородности строения мантии являются источником тектонических движений. Здесь определяющими процессами являются: изостатическое регулирование на разных уровнях в литосфере и в слое Голицина и тепловая конвекция в верхней мантии. Глубинные каналы теплопереноса сохраняли установившееся положение в теле Земли в течение длительного геологического времени, а их расположение определяло размещение тектонически активных (горячих) зон. Дискретный характер проявления конвективного теплопереноса в горячих зонах обуславливает автоколебательный режим всей геодинамической системы, что в действительности проявлялось в виде цикла (в смене периодов тектонической активности и покоя) [34].

Современные черты тектонических структур земной коры Алтае-Саянской области обусловлены циклическими процессами, зародившимися в нижней части мантии и в ядре Земли. Это выразилось в проявлении ряда тектоно-магматических циклов, в пределах которых период преобладающего растяжения последовательно сменялся периодом сжатия. При этом, первичные эвгеосинклинали, относясь к рифтогенным образованиям, являются как бы связующим звеном между аккреционными и деструктивными структурами, подчеркивающими опреде-

ленную взаимосвязь в их развитии, их единство и противоположность [42,44].

Мозаичный складчато-блоковый структурный тип области отражает особенности строения верхней мантии и представляет собой своеобразный вариант эволюции земной коры, развивающейся полициклично. Это обусловило проявление в истории области нескольких металло-генических эпох, в течение которых было сформировано разнообразное оруденение, размещенное в строгой закономерности в конкретных структурно-формационных зонах.

К концу архея на территории Сибири сформировался Северо-Азиатский кратон[44]. Его тектонические фрагменты в современном структурном плане области представлены микроконтинентами (Томским, Терсинским - в Кузнецком Алатау; Джебашским, Сютхольским-в Западном Саяне; Канским, Дербинским - в Восточном Саяне; Сангиленским - в Туве; Чулышманским, Оройским, Телецким, Теректинским - в Горном Алтае и т.д.) и более мелкими блоками высокометаморфизованных пород PR (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, кварциты).

В позднем докембри на территории Сибири происходили коренные геодинамические изменения в режиме глобального тектогенеза [42,44]. Определяющим моментом здесь является то, что под воздействием глубинных мантийных процессов на границе раннего PR и Rf произошел раскол суперконтинента Пангеи на отдельные литосферные блоки. В результате их раздвига образовался Центрально - Азиатский океан и заложились гигантский сложно построенный межконтинентальный подвижный Урало-Монгольский пояс. В его пределах развивались: западный (Урало-Казахстанский), центральный (Алтае-Саянский) и Восточный (Монголо-Охотский) сегменты. История неогее укладывается в так называемый позднерифейско-палеозойский тектоно-магматический мегацикл. Он охватывает период развития длительных, сложных, полициклических процессов, в результате которых осуществлялись неоднократные смены этапов растяжения (рифтогенеза), сжатия (скупивания, складчатости), орогенных, блоковых движений. Конструктивные этапы проявления неогее выразились в последовательном циклическом образовании байкальских, салаирских, каледонских и герцинских складчатых систем.

Горные складчатые сооружения байкалид, салаирид, каледонид и герцинид, последовательно возникающие на месте эвгеосинклиналей (в участках стыка континент - океан), с течением времени смещались от Сибирской платформы с востока на запад, отражая этим самым разрастание континентальных блоков земной коры за счет эволюции океанических бассейнов. Это, несомненно, процесс образования и консолидации земной коры. Геосинклинальный путь развития земного вещества

является главной формой образования земной коры, ее основных структур и комплекса геологических формаций [34].

Зарождение и эволюция всех геосинклинальных прогибов тесно взаимосвязано с активностью глубинных разломов, которыми определяются линейность и расчлененность поверхности Земли на узкие, движущиеся во встречном направлении - одни вверх, другие вниз - вытянутые блоки коры и мантии.

Так, в первоначальный период неогена, в байкальскую эпоху интенсивно развивалась система краевых перикратоновых структур, эпиконтинентальных трогов, приразломных прогибов, в которых формировались терригенно-карбонатные формации, базальтоидные вулканы, интрузивы базитов, ультрабазитов [44, 170].

События рассматриваемой эпохи развивались преимущественно в Восточной части Алтае-Саянской области. Так, для R₂ (1150-1100 млн. лет) на данной территории характерны явления коллизионного магматизма, аккрецированных к краю Ангарского кратона террейнов (1150 млн. лет), перерывы в осадконакоплении и последующая структурная перестройка тектонического режима.

Для нижней половины R₃ свойственно накопление мощных карбонатных (дербинская, сангиленская серии) или терригенных (улзигольская, пармская серии) толщ.

Для второй половины R₃ типичен островодужный вулканизм (килянская серия). Заканчивается поздний R_f гранитоидным магматизмом и зеленосланцевым метаморфизмом, аккрецией Байкало-Муйских островных дуг, задутовых бассейнов и Баргузинского микроконтинента к Сибирскому кратону и последующим размывом с формированием складчатых структур (900-850 млн. лет) [170].

На рубеже 850 млн. лет в восточной части Алтае - Саянской области фиксируется трансгрессия в Бодайбинско - Патомском окраинном бассейне, заложением Олокиг-Падринско-Уринской и Кувайско - Хутейн - Дзобхан - Шаргынгольской рифтогенных систем (800-700 млн. лет), а несколько позднее проявился Сархойско-Дарибский островодужный вулканизм (750-695 млн. лет). В период времени 650 млн. лет осуществляется аккреция этих структур к Сибирскому кратону и, в ряде случаев, проявляется глаукофан-сланцевый метаморфизм.

Период времени 640-630 млн. лет фиксируется размывом на палеоподнятиях и трансгрессией в палеобассейнах, заложением новой системы окраинно-континентальных и океанических рифтов (Джиндинский, Восточно - Сангиленский, Казырский, Баянхонгорский, 600-570 млн. лет).

В течение байкальского периода был сформирован окраинно-континентальный складчатый пояс с образованием на значительной части Центрально-Азиатского пояса коры переходного типа с крупными сре-

динными массивами (Тувинно - Монгольский и др.) и мелкими глыбами (обломками) донеогейского континента. В целом байкалиды характеризуются смешанным типом магматизма и металлогении. При этом их внешний пояс обладает чертами силлических, а внутренний - фемических зон [44,47].

Рудные формации байкальского периода проявляются на территории Восточного Саяна и Тувы, в пределах складчатых сооружений Восточно - Саянского складчатого пояса. Последний является сложным северо - восточным окончанием геологических структур Алтае - Саянской области. В байкальский цикл формируются месторождения следующих рудных формаций: редкометаллических и слюдоносных пегматитов в связи с гранитоидными интрузиями (Восточный Саян, Юго-Восточная Тува); титаномагнетитовых руд в парагенетической ассоциации с габброидными комплексами (Восточный Саян); нефритовой и асбестовой (гидротермальной), связанных с гипербазитами (Восточный Саян); железистых кварцитов (Тува, Саяны) и др. [47]

Палеоокеан в начале палеозоя охватывал всю территорию современного Евразийского континента. Площадь данного палеобассейна в пределах центрального и восточного сегментов Центрально - Азиатского прогиба отличалась сложным палеорельефом, обусловленным развитием разнообразных палеоструктур (океанических прогибов, поднятий, переходных зон и т.д.) на раздробленном гранитно - метаморфическом фундаменте байкалид и добайкалид.

С конца рифея в пределах Центрально-Азиатского межконтинентального прогиба начался новый цикл эволюции (салаиро - каледонский), в ходе которого оформились складчатые структуры, занимающие всю центральную часть Алтае-Саянской области.

На деструктивной ступени развития цикла под воздействием возбужденной мантии произошел раскол дорифейского субстрата на блоки с заложением новых рифтовых, островодужных систем и ряда других зон с элементами коры океанического (или переходного) типа, а также обширных геосинклинальных бассейнов с разным геодинамическим режимом.

В вендское время большая часть структур обрамления Сибирской платформы и выступы древнего фундамента (срединные массивы - микроконтиненты) восточной части области развивались в геодинамическом режиме пассивной континентальной окраины (с терригенно-карбонатным осадконакоплением) [25,170].

В пределах океанических пространств выделялись протяженные трогги, контролируемые глубинными разломами, раскрытие которых обуславливало трещинное излияние магм. Данные области палеобассейнов, отражающие участки наибольшего растяжения и утонения коры и ее деструкции, почти повсеместно фиксируются зонами локализа-

ции ультрабазитовых и базитовых формаций. Эти шовные зоны создают первичный мозаичный "скелет", к которому приспосабливаются остальные структуры. В этих областях широкое развитие получили кремнистые, кремнисто - сланцевые, вулканогенные, базитовые, ультрабазитовые формации, отражающие ранние стадии эволюции прогибов. Здесь же присутствуют вулканические формации переходного типа, указывающие на переработку континентальной коры в сопряженных зонах. Мощность земной коры и степень проницаемости внутренних областей отражается на петрохимических особенностях венд - кембрийских вулканитов (щелочность, глиноземность, кремнистость, соотношение окисного и закисного Fe и др.). Преобладающий фемический профиль магматизма и осадконакопления V-Є1 эпохи подтверждается геохимической специализацией магматических, осадочно - вулканогенных и других формаций многих троговых зон, с которыми связывается оруденение сидерофильных (отчасти халькофильных) элементов разных генетических типов [44,47,49].

Важную роль в формировании салаирских структур играл венд-кембрийский вулканизм, имеющий окраино-материковый характер. Вулканиты локализовались в глубоководных прогибах, краевых (склоновых), шельфовых, линейных и шельфовых брахиформных зонах. В пределах океанических палеоструктур происходило формирование вулканических поднятий (симаунтов), вулканических дуг.

По петрохимическим особенностям вулканиты (V-Rf) принадлежат к нормально - щелочной серии с общей тенденцией повышения щелочности от глубоководных и краевых к шельфовым вулканическим зонам. Данные вулканические комплексы относятся к известково-щелочному и толеитовому рядам и входят в состав офиолитовых серий начальных этапов салаирской эпохи тектогенеза, в которые включаются также альпинотипные гипербазиты, массивы габбро-диорит-диабазовой, габбро-плагиигранитной и других формаций. При этом вскрывается одинаковая антидромная тенденция эволюции состава базитовых ассоциаций, проявляющаяся как на протяжении предыдущего байкальского, так и салаиро-каледонского циклов. В обоих случаях на смену базитовых формаций повышенной титанистости, фосфоронности, щелочности приходят высокоглиноземистые, магнезиальные, крайне низкотитанистые комплексы, которые формируются за счет магм, выплавляющихся из субстрата истощенных предыдущими вылавками участков мантии [44].

Вторым наиболее распространенным типом областей палеоокеанов являлись переходные (промежуточные) области, охватывающие периферические части прогибов, прибортовые части рифорогенных систем, вулканических островных дуг, внутриокеанических поднятий и краевые площади срединных массивов. Для данных областей характерна кон-

трастность палеорельефа, обусловленная сочетанием глубоководных троговых впадин, внутренних и краевых островодужных хребтов, рифогенных карбонатных построек, брахиформных вулканических структур, часто с постройками центрального типа, иногда с надводным характером вулканизма.

Здесь получили развитие андезит-базальтовые или контрастно дифференцированные базальтоидные комплексы с более сиалическим профилем магматизма. В рассматриваемых областях получили широкое развитие вулканомиктовые туфогенно-терригенные, турбидитовые, олистостромовые, карбонатные и другие формации. В пределах этих территорий формировались стратиформные, гидротермально-осадочные месторождения Mn, Fe, синхронные вулканизму колчеданно - полиметаллические, Cu-колчеданные рудопроявления [25,44,170].

В конце венда-начале кембрия (540 - 510 млн лет) произошло формирование Кембро-Саянской, Таннуольской, Хамсаринской, Кузнецко-Алатауской, Тариат-Дарханской и других островных дуг и задуговых бассейнов [170]. Вероятно, Хамсаринский, Таннуольский, Восточно-Саянский, Кузнецко-Алатауский террейны, являющиеся фрагментами зрелых островных дуг, в палеоокеане составляли единую систему салаирских палеоструктур. Они закладывались на микроконтинентах и симаунтах с корой переходного типа. В современном структурном плане Алтае-Саянской области отмеченные палеоструктуры сохранились в виде отдельных реликтов, интенсивно деформированных и смещенных относительно друг друга и платформ.

Островодужные структуры в своем развитии могли пройти два периода эволюции (ранний и поздний). Это соответствовало поздней стадии собственно эвгеосинклинального (раннего) этапа развития прогибов (раннеостроводужный период-V- E_1) и раннеорогенной стадии орогенного (среднего) этапа эволюции геосинклинальных (океанических) бассейнов в складчатые структуры (позднеостроводужный период- E_2 -S).

Так, в Кузнецком Алатау, Салаире, Горном Алтае можно выделить салаирские (V- E_1) вулcano-плутонические островодужные пояса. Они возникли в пределах островных дуг, аналогичных таковым в современных геосинклиналях типа Марианской и Курило - Камчатской [170].

Пояса в нижней своей части сложены офиолитами, в составе которых базальтоидная и гипербазит-габбро-плагногранитные серии. Среди первой выделяют толеитовые и щелочно-базальтовые комплексы. Среди второй - гипербазитовые, перидотит-габброидные, перидотит-габбро-диабазовые, тоналит-плагногранитные интрузивы. Средняя часть разреза поясов представлена липарит-базальтовой и габбро-тоналит-плагногранитной сериями. В свою очередь, в верхней части островодужных поясов локализуются комплексы магматических по-

родных ассоциаций повышенной щелочности. Среди эффузивов отмечаются липариты, дациты, трахиты, фонолиты, трахибазальты, базальты, пикриты. Интрузивы сложены ультрамафитами, габброидами, монцонитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, разнообразными гранитоидами. Отмеченные части разреза поясов приблизительно отражают положение вещественных комплексов внешних и внутренних дуг и тыловых прогибов [170].

В пределах Кузнецкого Алатау в условиях формирования ранних (примитивных) островных дуг (V-Є₁) образовались вулканогенные, вулканогенно-осадочные, вулканогенно-гидротермальные, вулканогенно-осадочно-гидротермальные месторождения, связанные с проявлением океанического толентового базальтоидного магматизма. В размещении оруденения намечается латеральная зональность в направлении от Кузнецко-Алатауской зоны (Беньюфа - Заварицкого) океанических палеоструктур к окраинно-континентальной (шельфовой), внутриокеаническим поднятиям (с запада на восток): гематитовые, магнетит-гематитовые, колчеданные медные, колчеданно-полиметаллические, марганцевые, фосфоритовые месторождения.

В условиях формирования позднеостроводужных систем осуществлялось образование скарновых месторождений Fe в геодинамической обстановке сжатия (субдукции). Дуги подобного типа развивались на океанической коре в пределах осевых (наиболее глубоких) океанических палеобассейнов с фемической геохимической и металлогенической специализацией (месторождения Кондомского района).

В переходной области между осевыми прогибами и территорией шельфа, "микроконтинентов" и внутриокеанических поднятий формируются островные дуги, развивающиеся на коре переходного типа, имеющие фемически-сиалический характер геохимической и металлогенической специализации. Здесь образуются скарновые и гидротермальные месторождения Fe и Au. В пределах внутриокеанических поднятий, шельфовых участков на коре континентального типа формировались тектонические структуры, которые были сложены терригенными (мелководными) кремнисто-карбонатными, карбонатными, нередко доломитовыми формациями. Здесь развит гранитоидный магматизм с редкометалльными, Cu-редкометалльными и полиметаллическими, иногда с Au месторождениями скарнового и гидротермального генетических типов.

В северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Мартайга) в V-Є₁ вблизи пассивной континентальной окраины происходила деструкция земной коры и осуществлялось заложение субдукционных зон и шло формирование островной дуги. Фронтальные части этой дуги представлены андезит-базальтовыми породными сочетаниями, вулканоген-

ными ассоциациями и интрузиями расслоенных габброидов и тоналит-плагиогранитными телами [25].

По мере погружения субдукционной сейсмофокальной зоны в результате диапиризма астеносферного вещества в зоне субдукции формируются вторичные рифтогенные структуры. Это сопровождается излиянием высокотитанистых низкокальциевых толентовых базальтов (усть-анзасская свита). Однако, дальнейшего развития эти процессы (на фоне активной субдукции) не получили.

Тыловая зона дуги этого периода характеризовалась формированием пород габбро-плагиогранитной серии (расслоенные габброиды с ультрамафитами, габбро-диорит-диабазовые и тоналит-плагиогранитные ассоциации) и образованием терригенно-известняковой и рифтогенно-известняковой (усинская свита) формаций по периферии неглубокого, незначительного по размерам, окраинного моря. Это все соответствовало начальному периоду развития островной дуги.

В раннем и среднем кембрии дуга восточной Мартайги проходила зрелый период эволюции. В этот момент во фронтальной зоне островной дуги сформировались тоналит-гранодиоритовые и монцитит-диорит-граносиенитовые интрузии (с Au и Cu - Mo оруденением).

В тыловой части дуги образовались сложные базит-гранитоидные серии (базальтоиды умеренно-щелочного ряда, имеющие побочную толентовую тенденцию и ассоциирующие с риолитоидами). В пределах ареала базальтоидов отмечаются комагматичные расслоенные интрузивы пироксенит-габбрового состава (Таскыльский комплекс). Здесь же отмечаются тела субщелочных лейкобазитов.

Завершение островадужного процесса в Мартайге отмечается формированием интрузий умеренно - щелочных гранитов (Карнаольский комплекс с Au оруденением). По всей видимости, в это время дуга примкнула к континентальной окраине.

Салаиро-Катунский и Северо-Саянский террейны, вероятно, являются реликтами примитивной островадужной системы, более выдвинутой в океан, заложенной на океанической коре.

Саяно-Тувинская часть Алтае-Саянской области в прошлом представляла собой сегмент окраины палеоазиатского океана. Палеоструктуры данной территории в пространственном и во временном отношении составляли островадужную систему, сопоставимую с современными и мезозойскими субдукционными зонами [170].

Конец Rf3 здесь ознаменовался началом субдукции в сторону Тувино - Монгольского массива. В пределах Ноганойской дуги развивался вулканический процесс, возникла внешняя офиолитовая дуга в тылу субдукционной зоны, началось накопление формации шельфа первой генерации. В венде происходит движение Ноганойской дуги в сторону

Тувинно-Монгольского микроконтинента по типу остаточной дуги. В это время развивается активный вулканический процесс в Сархойско-Дархатской дуге. В Хутейнской междутовой зоне происходит выдвигание офиолитов из ее центральных частей к периферии, проявляется глаукофаносланцевый метаморфизм, обусловленный господством спрединговой геодинамики.

В конце венда происходит коллизия Ноганойской дуги и Тувинно-Монгольского массива, частичное заклинивание зоны субдукции и спрединг в междутовой области, начинается накопление карбонатных пород шельфа второй генерации. В тыловой части данной зоны шло внедрение расслоенных ультрабазит - базитов и излияние высокотитанистых базальтов в участках тыловых рифтов.

Во второй половине $\mathbf{E}_1$ и в ордовике происходило сближение карбонатных масс шельфа и Сархойско-Дархатской дуги и образовался преддуговой прогиб, что фиксируется присутствием олистром [25]. Основные моменты образования покровной структуры коррелируются со становлением гранитоидных массивов Таннуольского комплекса.

В конце амгинского времени ($\mathbf{E}_2$) в большинстве островных дуг происходит затухание вулканизма, осуществляется орогенез, формируются молпассы, что отражает эволюцию палеоструктур древнего океана и переход их в складчатые сооружения. В ходе этого возникали в отдельных участках короткоживущие зоны субдукции при закрытии остаточных океанических и задуговых бассейнов. Результатом этого явилось образование вулкано-плутонических комплексов повышенной щелочности, прерывисто формировавшихся от $\mathbf{E}_2$ до середины ордовика.

В V- $\mathbf{E}_2$ территория современного Западного Саяна и Горного Алтая являлась частью Алтае-Саяно-Тувинского окраинного палеобассейна. В его пределах выделялись шельфовые зоны, окаймляющие Бийско-Курайский, Башкаусский, Тувинно-Монгольский и другие микроконтиненты. По периферии двух первых, а также между Тувинно-Монгольским террейнами во внутренних частях палеобассейна существовали континентальный склон и глубоководная впадина, где преобладала терригенная седиментация.

До начала майского времени ($\mathbf{E}_2$) в восточной части Горного Алтая глубоководные бассейны чередовались с шельфовыми участками, расположенными над микроконтинентами, рифами (карбонатными), вулканическими поднятиями океанического дна, вулканическими поднятиями ансиматических островных дуг. Последние над зонами поглощения океанической коры под "микроконтиненты" асимметрично расчленяли океанические бассейны осадконакопления.

На континентальном склоне Бийско-Катунского и Тувинско - Монгольского "микроконтинентов" возник пограничный вулканический пояс, в участках пересечения которого с тыловыми рифтами в пределах Тувы образовались зоны колчеданного оруденения.

До начала аренига (O₁) происходило тектоническое скупивание геологических комплексов активной окраины и системы микроконтинентов (осколков древнего фундамента) палеосибирского кратона с формированием его нового юго - западного ограничения, открытого в сторону срединно - океанического хребта палеоцентральноазиатского океана.

Структурно-вещественные комплексы центральной части Алтае-Саянской области (восточная часть Восточного Саяна, Северо-Саянская зона Западного Саяна, Кузнецкий Алатау, восточный край Тувы, Горного Алтая, Салаир) в E₃-O испытали орогенезис (аккреционно-коллизийное скупивание) с образованием салаирского складчатого пояса. Система салаирид представляла собой чередование синклиналий (с фемическим и фемическо-сиалическим профилями оруденения) и антиклиналий (с сиалической геохимической и металогеохимической специализацией). Металлогения салаирид рассмотрена подробно ранее [44,45,47-49].

Таким образом, салаирский период развития центральной части Алтае - Саянской области завершился аккрецией островодужных систем, задуговых бассейнов и "микроконтинентов" к Сибирскому кратону.

Собственно каледонииды (O-D₁) развиты в Горном Алтае и Западном Саяне. Так, в пределах Горного Алтая основная масса осадков в кембрии и ордовике концентрировалась в палеобассейнах, территориально совпадающих ныне с площадью распространения современных каледонских горных сооружений Ануйско-Чуйского, Холзунско-Чуйского и Центрально-Западно-Саянского складчатых структур.

Ордовик - силурийский период развития рассматриваемой части Горного Алтая характеризовался геодинамическим режимом пассивной континентальной окраины.

Каледонииды Горного Алтая тесно связаны с герцинидами [44] и непосредственно переходят к ним при длительном завершающемся цикле геосинклинального развития неогейского периода эволюции Алтае-Саянской области. Большей частью каледонииды имеют сиалический, а в отдельных случаях - фемическо-сиалический профиль оруденения (Чарышско-Теректинская зона - Fe, Pb, Zn, W, Mo).

В конце неогейя в процессе герцинского тектоно-магматического цикла на территории Алтае-Саянской области завершилось формирование континентальной коры и произошла кратонизация континента. Герциниды, главным образом, развиты в западной части Горного и

Рудного Алтая. Они характеризуются сиалическим профилем оруденения (W, Mo, Pb, Zn и др.) и широким развитием гранитоидного магматизма, что можно объяснить формированием продуктивных кислых магм в пределах сиалического фундамента.

Герциниды формировались в девон-карбоновое время. В это время в пределах Алтая, в прилегающих районах Западного Саяна господствовала обстановка континентальной окраины. В этих условиях сформировался окраинно-континентальный магматический пояс. Его внутреннее строение в пределах Горного Алтая определяется наличием двух дуг: южной - Каргоно - Аксайской (D_1-D_2) и северной - Чарышско-Лебедской (D_1-D_3) [170].

Первая из них в виде цепи вулканоплутонических ареалов прослеживается от Западного Саяна через Телецко-Чулышманскую и Холзунско-Чуйскую зоны Горного Алтая до Коргонской и Холзунской и Холзунско-Сарымсактинской зон, пограничных с Рудным Алтаем.

Чарышско-Лебедская (северная) дуга представлена полосой очаговых вулканоплутонических ареалов, начиная от Горной Шории, через Уймено-Лебедскую и Ануйско-Чарышскую к Чарышско-Инской зоне в Горном Алтае. В крупных вулканических ареалах наблюдается трехчленное строение разрезов с нарушением гомодромной эволюции (базальты, риолиты, трахиандезиты, трахидациты). С вулканитами Ануйско-Чуйской зоны сопряжены гипабиссальные массивы интрузивных комплексов.

В Рудном Алтае (на крайнем юго-западе) в силуре отмечались изолированные участки глубоководных бескарбонатных вулканогенно-осадочных отложений первого слоя океанической коры. На прилегающих территориях Горного Алтая известны отдельные участки сходных по составу глубоководных отложений спрединговых морей.

В девонский период происходило формирование зоны погружения океанической коры под более древнюю океаническую в Рудном Алтае и образование зрелых дуг в цепи "микроконтинентов" на границе Рудного и Горного Алтая. После замыкания окраинных морей они были присоединены к окраине палеосибирского континента вдоль границы Рудного и Горного Алтая. Первый по мере продвижения пологой зоны Беньофа-Заварицкого на северо-востоке был превращен в активную область.

В девонский период на рассматриваемой территории ослабли субдукционные процессы. В пределах Рудного Алтая осуществлялось резкое обмеление и в дальнейшем закрытие междугловых бассейнов, вулканогенно-осадочные комплексы островных дуг приобретали черты зрелого развития.

Наиболее вероятное время коллизии террейнов Западной части Алтае-Саянской области - средний карбон [25, 167]. Начиная с этого време-

ни Горный и Рудный Алтай становятся практически амагматическими, а девонские дуги испытывают мощные деформации сдвигового характера.

Таким образом, с позднего кембрия (со времени заложения палеобассейнов) до конца палеозоя в западной части области отмечалось сложное чередование геодинамических режимов активных и пассивных континентальных окраин, при соответствующей ориентировке поперечной зональности палеобассейнов осадконакопления [].

Металлогенические особенности западной части Алтае-Саянской области отражены в более ранних публикациях [44,47,49,54].

В пределах северной части Кузнецкого Алатау (Мартайги) в E_3-D_1 земная кора развивалась в геодинамическом режиме активной континентальной окраины. Здесь сформировался окраинно-континентальный вулканогенно-плутонический пояс [25], названный Тайдоно-Уйменским. Последний имеет двухярусное строение. В нижнем ярусе развиты вулканиты андезит-базальт-дацит-липаритовой серии и интрузии гранодиорит-адамеллит-лейкогранитового состава. В верхнем ярусе распространены трахит-трахибазальтовые вулканиты и комагматичные им интрузии.

В условиях устойчивого сжатия, скупивания тектонических структур и образования покровных сооружений проявился в континентальный период развития Кузнецкого Алатау (D-P) известковый, щелочной и щелочно-базальтоидно-гранитоидный магматизм. С этими плутогенно-вулканогенными комплексами связаны месторождения Au, Ag в структурах с океанической и переходной типами земной коры и глиноземистого сырья (уртиты, ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты и др.) в структурах с континентальным типом земной коры.

В условиях режима континентального рифтогенеза сформировалась породная ассоциация, являющаяся производной щелочно-базальтового (мантийного) магматизма. С данным магматизмом ассоциирует Au-Co-редкометалльная и, возможно, ртутная минерализация.

Таким образом, последовательное ступенчатое развитие земной коры Алтае-Саянской области осуществлялось в процессе ритмически сменяющихся геотектонических циклов. Цикличность развития земной коры вытекает в частности из химико-плотностной концепции [170], в соответствии с которой в мантии Земли возможна либо одначечная, либо двухчечная конвекция. При одначечной конвенции разогревается ядро и относительно охлаждается мантия, при двухчечной - наоборот. Это является причиной периодической смены формы конвекции приблизительно через каждые 150-200 млн лет, что соответствует глобальным тектоно - магматическим циклам.

Полицикличность проявления геодинамических режимов в процессе эволюции земной коры Алтае-Саянской области прослеживается с

байкальского времени. Это выражается в чередовании деструктивно-конструктивных преобразований и серий геологических формаций. Поскольку активные процессы охватывали последовательно с востока на запад отдельные блоки (сегменты) области, то полная картина эволюции коры восстанавливается при сопоставлении хронологических процессов на всей ее территории.

За каждый очередной цикл земная кора в своем развитии переходила на новый вещественный и структурный уровень. В результате этого сформировались основные элементы структуры земной коры (геотектогены) каркасного и линейного типов. С последовательным развитием событий в течение цикла эволюционируют седиментация, структурообразование и магматизм, сопровождаемые рудообразованием.

Тектонические структуры области являются следствием проявления конкретных тектонических режимов. При этом в термин "тектонический режим" вкладывается широкое понятие [170], охватывающее в целом условия развития определенного участка тектоносферы, включая и проявления магматизма и связанного с ним оруденения. Отсюда следует, что процессы рудогенеза и тектогенеза-это неразрывная диада [170] сложных геологических явлений, не только тесно взаимосвязанных, но и взаимнообусловленных и взаимновлияющих друг на друга на всем протяжении геологической эволюции Алтае-Саянской складчатой системы. Поэтому месторождения и их рудные формации выступают в качестве индикаторов геодинамических режимов [42, 170].

Таким образом, геологическое и металлогеническое развитие тектоносферы Алтае-Саянской области представляет собой сложное чередование разнообразных геодинамических режимов, каждому из которых свойственны определенные обстановки, тектонические структуры, магматизм и особенности рудообразования. Например, орогенный режим создает специфические условия для возникновения термоконвективных рудообразующих систем. Происхождение таких условий связано с процессами тектонического подъема эрозии орогенных областей, так как при орогенезе амплитуды тектонического подъема и эрозии активно воздымающихся блоков земной коры могут достигать десятков километров. При этом основными физическими условиями возникновения термоконвективных рудообразующих систем являются крупномасштабные сопряженные аномалии геотермического и геофильтрационных полей [170]. Все это обуславливает высокую степень рудоносности орогенных систем.

Во всех случаях в процессах рудогенеза велика роль структурно-тектонического фактора. Он способствует их зарождению, создает пути рудогенерирующих потоков, коммуникацию рудоносных растворов, определяет общее состояние рудообразующих систем.

Полиметалльная специализация конкретных складчатых сооружений (байкалид, салаирид, каледонид, герцинид) области определяется : 1) особенностями геодинамического режима и своеобразием геодинамических обстановок глубинных частей Земли; 2) условиями заложения океанических (геосинклинальных) прогибов относительно предыдущих (более древних) структур, а также типом (океаническим, континентальным или промежуточным) и характером (фемическим, фемическо-сиалическим, сиалическим) земной коры; 3) полнотой и интенсивностью проявления этапов последнего тектоно-магматического цикла; 4) степенью выраженности эв-и миеосинклинальных зон; 5) интенсивностью и масштабностью тектоно-магматических процессов, наложенных на жесткие консолидированные складчатые структуры земной коры в континентальный период ее развития.

Первый из этих факторов определяет физическую природу процессов развития глубинных оболочек Земли; своеобразие конвекции, динамики флюидных систем, фазовых изменений, изостатического регулирования; особенности тектонической и сейсмической активности, метаморфизма, магматизма и рудообразования, заложения геосинклинальных трогов, складкообразования (скупивания, аккреции), формирования тектонических структур разного типа и т.д. Второй-мощность сиалического слоя земной коры, масштабы и интенсивность базитового магматизма. Третий-состав магматических формаций. Четвертый- интенсивность магматической деятельности и рудообразования, их размещение в пространстве. Пятый-масштабы и интенсивность деструкционных процессов в консолидированной земной коре [42].

Тектогенез, магматизм, метасоматизм и рудогенез тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены и являются звеньями единого эндогенного процесса. В последнем ведущую роль играют восходящие флюидные потоки в связи с конкретным геодинамическим режимом и геоструктурным развитием тектоносферы. Эволюция данных флюидных потоков (систем) вначале приводит к зарождению магматических палингенных очагов, магма которых затем поступает через промежуточные камеры к месту становления продуктивных магматических комплексов и отделению рудоносных флюидных потоков. В своем развитии флюидообразование подчинено специфике магматических очагов и отображает различные направления и этапы эволюции.

Для формирования месторождений наиболее благоприятным является гомодромный тип дифференциации, в котором по мере кристаллизации магмы снижается температура ликвидуса и солидуса из-за накопления щелочей и летучих.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Г.Б.Князев, С.В.Гуков,
Ю.В.Индукаев, А.И.Летувинкас,
В.Г.Родыгина, В.Н.Сергеев,
В.Е.Хохлов, В.К.Чистяков

Алтае-Саянская складчатая область представляет собой один из старейших горнорудных регионов России. Ее основные структуры: Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Салаир, Горный и Рудный Алтай содержат многочисленные проявления и месторождения железа, золота, полиметаллов, молибдена, редких металлов и других полезных ископаемых.

Исследование Алтае-Саянской области в значительной мере связано с обнаружением в ее пределах еще в конце прошлого и начале нынешнего столетия промышленных контактово-метасоматических месторождений железа и золота (Ирбинское, Ольховское, Абаканское и др.). Исследование этих месторождений проводили сибирские и, прежде всего, томские геологи. Еще в самом начале XX века первый заведующий кафедрой минералогии и геологии Томского университета А.М.Зайцев изучал Карышскую и Юлинскую группы медных месторождений Хакасии. С 1908 по 1917 год в период заведования этой же кафедрой исследования рудных месторождений Сибири проводил П.П. Пилипенко, высказавший впоследствии интересные идеи [171, 172] о скарнирующих растворах и стадийности процессов рудообразования. С 1918 по 1930 годы изучением контактово-метасоматических месторождений занимался С.М.Курбатов, также бывший одно время заведующим кафедрой [140]. В последующие годы изучение контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области связано с именами И.К.Баженова, А.Я.Булыникова, Ф.Н.Шахова, Ю.А. Кузнецова, Б.М. Тюлюпо, И.В.Дербикова, А.М.Кузьмина [5, 6, 8, 9].

С 20-х годов в пределах Алтае-Саянской области в результате более чем полувекowych поисковых, разведочных и эксплуатационных работ выявлено и изучено около 40 промышленных контактово-метасоматических месторождений железа и большое число мелких месторождений и рудопоявлений. Наиболее интересные результаты получены при изучении Казской, Тазской, Ташелгинской и Кондомской групп месторождений Горной Шории [141, 142, 144, 217, 223, 224, 225, 234, 235]; Тейского, Абагасского, Лавреновского, Хайлеольского, Самсон, Изыхгольского и Амपालыцкого месторождений Кузнецкого Алатау [9, 35, 47, 49, 53, 58, 59, 67, 68, 80, 100, 137, 138, 216, 220, 222, 236], мелких месторождений его восточного склона [8, 39, 140,]; Ирбинской, Красно-

каменной, Кизирской и Казырской групп месторождений Восточного Саяна [36, 56, 57, 69, 73, 75, 78, 81, 83, 89, 90, 92, 94, 96, 98, 228, 229, 230]; Анзаского, Абаканского, Волковского, Казырсугского и др. месторождений Западного Саяна [12, 30, 31, 70, 82, 84, 85, 86, 87, 88, 93, 97]; Инского, Белорецкого и Холзунского месторождений Горного Алая [101, 103, 104, 47, 49, 52]. Результаты изучения железорудных месторождений Алтае-Саян изложены в работах Б.М.Тюлопо, С.С.Лапина, В.И.Синякова, Ю.В.Индукеева, В.К.Чистякова, А.М.Дымкина, В.В.Богацкого, Е.Д. Курцерайта, В.Н.Шарапова, Г.Б.Князева, М.П.Мазурова, А.Л.Павлова, С.С.Долгушина, И.А.Калугина, А.И.Летувнинкаса, В.Г.Кореля, В.Е. Хохлова, Э.Г.Кассандрова, Д.В.Калинина, А.В.Мананкова, С.С.Коляго, С.Г.Камаева, Л.П.Копыловой, Л.Н.Коллегова, А.А.Зубкова, А.Б. Шепеля, Н.В.Перфильевой, С.В.Гукова и других исследователей.

Изучение закономерностей размещения магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области приводит исследователей к выводу о ведущей роли разных факторов: тектонического, интрузивно-магматического, вулканического, стратиграфического. Выводы эти в значительной мере определяются генетическими представлениями исследователей. Линейные формы рудных районов и рудных полей, характер распределения рудного вещества и окорудных изменений указывают на большую роль в рудокализации и рудораспределении трещинной тектоники и крупных разломов, тем более что имеются примеры метасоматических магнетитовых месторождений, непосредственно связанных с зонами разломов [80, 88]. Столь же очевидна связь многих месторождений непосредственно с интрузивными контактами [36, 47, 89], определившая изначально их название, как контактово-метасоматических.

Исследователи железоносного магматизма обычно, за Г.В. Поляковым выделяют габброидные, гранитоидные и субщелочные интрузивные комплексы, сопровождающиеся железооруднением [44, 46, 69, 70]. Для всех этих комплексов или интрузивных серий признается особая роль габброидов, указывающая на глубинную связь железооруднения и базальтовых расплавов.

Крупные железорудные поля связаны с зонами повышенной вулканической активности. Практически все месторождения содержат в составе вмещающих пород вулканы основного, среднего и кислого состава. В пределах рудных полей или вблизи них картируются вулканические постройки, с которыми магнетитовое оруднение иногда обнаруживает структурную связь (Одинокое и Восточнобурлукское месторождения) [89, 96, 230]. Наблюдения над взаимоотношениями руд, измененных пород, вулкаников и интрузий показывают, что начало процессов рудообразования в ряде случаев связано с вулканизмом, а на отдельных месторождениях (Таятское, Тереховское) сохраняются

фрагменты рудных концентраций вулканогенно-осадочного типа. Сами вулканогенные породы часто содержат повышенные концентрации магнетита вплоть до появления "рудных порфириров" с содержанием магнетита до 20-25% [229]. Базальтоидный магматизм, высокие концентрации железа в продуктах вулканизма, сохраняющиеся на протяжении длительного развития рудоносных территорий, позволяют рассматривать их как зоны фемического профиля. Появление в таких зонах магнетитовых месторождений может рассматриваться как некоторый закономерный этап их развития.

Подтверждением этого тезиса может служить региональная специфика магнетитовых месторождений Алтае-Саян [79]. Она выражается в том, что регионы, близкие по геологическому строению, в частности, Горная Шория и юго-западная часть Восточного Саяна, содержат месторождения, близкие по вещественному составу руд, составу вмещающих пород и сопровождаются сходным магматизмом. Месторождения областей, примыкающих к девонским структурам Минусинской котловины, сопровождаются магматизмом повышенной щелочности и интенсивным щелочным метасоматозом как вмещающих, так и интрузивных пород. Месторождения восточного склона Кузнецкого Алатау обладают повышенной магнезиальностью руд в связи с постоянным присутствием в рудных полях доломитов. Отчетливо обособляются месторождения Западного Саяна и восточной части Горного Алтая, отличающиеся отсутствием скарнов, слабым проявлением контактово-реакционных процессов и, возможно, метаморфогенно-гидротермальным механизмом накопления, по крайней мере части, железа.

Наиболее крупные месторождения железа Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории сформировались в кембрии, охватывая в целом довольно широкий возрастной диапазон от раннего до позднего кембрия. Для месторождений Ташелтинской группы Кузнецкого Алатау обосновывается докембрийский возраст железоруднения [217]. Магнетитовые месторождения Западного Саяна располагаются среди кембрийских и силурийских отложений, Горного Алтая - в девонских отложениях. При этом для многих месторождений устанавливается геологически длительный период минералообразования, выраженный в многостадийности и даже многоэтапности и перемежаемости стадий минералообразования с внедрением магматических расплавов [48,93,94,98,225].

Учет тектонического и интрузивно-магматического факторов позволяет выделить:

1. Месторождения и рудные поля, связанные с разломами и линейными приразломными структурами, содержащими малые габброидные, диоритовые или габбро-сиенитовые интрузии (Анзасское, Абаканское,

Волковское месторождения Западного Саяна, Изыхольское и Хайлеольское месторождения Кузнецкого Алатау, Тереховское месторождение Восточного Саяна).

2. Месторождения и рудные поля, связанные с контактами диоритовых и гранитных интрузивных массивов (месторождения Ирбинской и Краснокаменской групп в Восточном Саяне).

3. Месторождения и рудные поля, контролирующиеся взаимодействием зон разломов или зон высокой проницаемости и интрузивных тел (месторождения Казырской группы в Восточном Саяне, Тейско-Тузуксинской группы в Кузнецком Алатау).

Структурные исследования в рудных полях, связанных с зонами разломов, приводят к выводу о развитии рудовмещающих структур в условиях неоднократной смены тектонических напряжений, при этом динамические обстановки сжатия сменялись растяжением. В целом рудовмещающие разломы развивались как сдвиговые зоны [31,31,34,37]. Наиболее благоприятные условия для рудообразования создавались в режиме растяжения. Связь месторождений с разломами приводит к широкому развитию зон развальцевания и дробления, интенсивному дислокационному метаморфизму руд, часто сопровождающемуся их гидротермальным изменением [80]. Контактново-метасоматический механизм рудообразования и сопутствующего ему изменения вмещающих пород облегчается постоянным присутствием известняков, реже доломитов. Метасоматические реакции рудо- и скарнообразования связаны не только с активными интрузивными контактами. Нередко они осуществляются в удалении от них среди сложно сочетающихся известняков, терригенных пород, вулканитов и малых интрузивных тел. Облик конкретного месторождения и состав его руд определяются структурой зоны минерализации, составом и строением вмещающих пород, характером магматизма и составом рудообразующих растворов (типом рудо-магматической системы) [43,47].

Для месторождений Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории характерен вулканогенно-карбонатный состав рудовмещающих отложений. Среди вулканических пород преобладают базальты, андезит-базальты, андезиты и их туфы от грубообломочных до мелкозернистых с тонкой слоистостью. В ряде случаев отмечается высокая степень смешения вулканического и карбонатного материала, выражающаяся в широком развитии известняков, насыщенных кристаллами плагиоклаза, роговой обманки и других минералов, реже обломками вулканических пород. Вулканогенно-карбонатные рудовмещающие отложения перекрываются и подстилаются лавами и туфами с переменным содержанием примесного терригенного материала. Подобный трехчленный разрез описан для Тереховского, Шерегешевского, Бурлукского и других месторождений [81,89]. Тонкое переслаива-

ние карбонатного и силикатного материала обеспечивает условия для избирательного скарнирования и рудоотложения с развитием полосчатых текстур руд и скарнов.

Доломиты в составе кембрийских рудовмещающих отложений встречаются реже, чем известняки. Доломитсодержащие разрезы менее "вулканогенны". В ряде случаев они оказываются существенно терригенно-карбонатными. В железорудных полях Восточного Саяна и Горной Шории присутствие доломитов обуславливает появление небольших месторождений и рудных участков с ясно выраженными магнетизально-скарновыми парагенезисами и высокомагнетизальными рудами (Нижнечинжебинское месторождение, Маргоз) [36,90]. Более характерны доломиты для железорудных месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау, где наряду с ними, в составе рифейско-нижнекембрийских рудовмещающих отложений встречаются кремнистые породы. Все это определяет повышенную магнетизальность руд практически всех промышленных железорудных месторождений этого региона: Тейского, Елген-Тагского, Хайлеолского, Изыхольского, Амपालыкского [53,67,68,80,234].

Для месторождений Западного Саяна, особенно для его западной части (Верхнеабаканский железорудный район), характерен терригенный состав рудовмещающих отложений с подчиненным количеством вулканогенных и карбонатных пород [70,85]. Объем вулканогенного материала или малых интрузивных тел, обеспечивающих некоторую контрастность вмещающих пород, возрастает в рудных полях Анзаского и Абаканского месторождений.

Среди залежей магнетитовых руд выделяется два крайних морфологических типа: 1) пластообразные тела, не связанные с активными интрузивными контактами и залегающие субсогласно с вмещающими породами; 2) разной формы залежи, залегающие в контактах с предполагаемыми активными интрузиями и морфологически подчиненные этим контактам. К первому типу относятся так называемые стратиформные месторождения с предполагаемым некоторыми исследователями вулканогенно-осадочным механизмом накопления рудного вещества. Второй тип представлен собственно скарновыми месторождениями. Внутренняя структура рудных залежей всегда сложная с неравномерным распределением рудного материала и полосчатыми, прожилковыми, пятнистыми, брекчиевыми и друзовыми текстурами руд. Особым морфологическим типом рудных залежей являются столбообразные и сложной формы штокверкоподобные рудные тела с брекчиевыми, брекчиевидными и прожилковыми текстурами руд. Примерами их являются Табратское месторождение в Восточном Саяне [69,72,75] и Тейское месторождение Кузнецкого Алатау, открытое в 1930 году И.К.Баженовым совместно с А.К.Кюз [11].

Результаты исследования всех основных параметров магнетитовых месторождений позволили выделить в их составе три геолого-генетических ряда: известково-скарновый, магнезиально-скарновый и гидросиликатовый. В качестве особых минеральных подтипов часто рассматривают скаполитовые и пироксен-амфиболовые (дашкесанитовые) месторождения [71,68].

Магнетитовые месторождения известково-скарнового ряда составляют основу промышленного оруденения Восточного Саяна и Горной Шории. В ряду известково-скарновых месторождений выделяется несколько минеральных подтипов: собственно известково-скарновый, известково-силикатно-скарновый, пироксен-амфиболовый (дашкесанитовый), скаполит(эпидот)-пироксеновый(амфиболовый).

Собственно известково-скарновые месторождения и рудные участки характеризуются преобладанием высококальциевых минеральных ассоциаций: гранатовых, пироксен-гранатовых, эпидот-пироксен-гранатовых обычно с ограниченной ролью кальциевых амфиболов и в целом гидросиликатов (Ирбинское, Изыгское, Рудный Каскад). Для этих месторождений характерна максимально высокая степень скарнового преобразования вмещающих пород, завершенность контактово-метасоматических реакций [39,101,104,158,159,216,222,232,234].

Известково-силикатно-скарновые месторождения формируются по вулканогенно-карбонатным толщам с преобладанием вулканитов основного и среднего состава. Наряду с обычными известковыми скарнами, здесь широко развиты гидросиликатные, обычно амфибол-хлорит-эпидотовые минеральные ассоциации. Руды имеют существенно амфибол-магнетитовый или эпидот-амфибол-магнетитовый состав, местами с широким развитием более позднего хлорита (Восточнобурлукское, Тереховское, Хабалыкское) [81,89,92].

Пироксен-амфиболовый (дашкесанитовый) минеральный подтип характеризует известково-скарновые месторождения, образующиеся в средах с повышенной силикатной магнезиальностью (габброиды и вулканиты основного состава). Типоморфными для этих месторождений являются пироксеновые скарны, высокожелезистые околорудные амфиболовые породы и пироксен-амфибол-магнетитовые руды с высокожелезистой роговой обманкой и гастингситом (Табратское, основная рудная залежь Одиночного месторождения) [69,75,76,83,96,230]. Скаполит(эпидот)-пироксеновый (амфиболовый) минеральный подтип представлен месторождениями с резко подчиненной ролью безводных скарновых минеральных ассоциаций, с ограниченной интенсивностью преобразования вмещающих пород. Вмещающие породы обычно сохраняют элементы первичных текстур и структур с замещением полевых шпатов эпидотом и скаполитом. Состав руд этих месторождений

Результаты исследования всех основных параметров магнетитовых месторождений позволили выделить в их составе три геолого-генетических ряда: известково-скарновый, магнезиально-скарновый и гидросиликатовый. В качестве особых минеральных подтипов часто рассматривают скаполитовые и пироксен-амфиболовые (дашкесанитовые) месторождения [71,68].

Магнетитовые месторождения известково-скарнового ряда составляют основу промышленного оруднения Восточного Саяна и Горной Шории. В ряду известково-скарновых месторождений выделяется несколько минеральных подтипов: собственно известково-скарновый, известково-силикатно-скарновый, пироксен-амфиболовый (дашкесанитовый), скаполит(эпидот)-пироксеновый(амфиболовый).

Собственно известково-скарновые месторождения и рудные участки характеризуются преобладанием высококальциевых минеральных ассоциаций: гранатовых, пироксен-гранатовых, эпидот-пироксен-гранатовых обычно с ограниченной ролью кальциевых амфиболов и в целом гидросиликатов (Ирбинское, Изыгское, Рудный Каскад). Для этих месторождений характерна максимально высокая степень скарнового преобразования вмещающих пород, завершенность контактово-метасоматических реакций [39,101,104,158,159,216,222,232,234].

Известково-силикатно-скарновые месторождения формируются по вулканогенно-карбонатным толщам с преобладанием вулканитов основного и среднего состава. Наряду с обычными известковыми скарнами, здесь широко развиты гидросиликатные, обычно амфибол-хлорит-эпидотовые минеральные ассоциации. Руды имеют существенно амфибол-магнетитовый или эпидот-амфибол-магнетитовый состав, местами с широким развитием более позднего хлорита (Восточнобурлуковское, Тереховское, Хабалыкское) [81,89,92].

Пироксен-амфиболовый (дашкесанитовый) минеральный подтип характеризует известково-скарновые месторождения, образующиеся в средах с повышенной силикатной магнезиальностью (габброиды и вулканиты основного состава). Типоморфными для этих месторождений являются пироксеновые скарны, высокожелезистые околорудные амфиболовые породы и пироксен-амфибол-магнетитовые руды с высокожелезистой роговой обманкой и гастингситом (Табратское, основная рудная залежь Одиночного месторождения) [69,75,76,83,96,230]. Скаполит (эпидот)-пироксеновый (амфиболовый) минеральный подтип представлен месторождениями с резко подчиненной ролью безводных скарновых минеральных ассоциаций, с ограниченной интенсивностью преобразования вмещающих пород. Вмещающие породы обычно сохраняют элементы первичных текстур и структур с замещением полевых шпатов эпидотом и скаполитом. Состав руд этих месторождений

эпидот-скаполит-амфибол-пироксен-магнетитовый. Иногда они обогащены более поздним хлоритом. Оруденение сопровождается мощной скаполитизацией вмещающих пород. Присутствуют поздние пироксен-амфибол-апатит-магнетитовые жильные скарны (Таятское, безскаполитовый восточный фланг Тереховского месторождения) [56,57,81,94]. Отдельные рудные залежи месторождений известково-скарнового ряда испытали интенсивный дислокационный метаморфизм и (или) гидротермальные изменения, выраженные в замещении скарновых рудных ассоциаций хлоритом и карбонатами с образованием хлорит-кальцит (доломит)-магнетитовых руд (Тереховское, Таштагольское).

Месторождения магнезиально-скарнового ряда представлены значительно меньшим числом объектов и с меньшими запасами руд (исключая Тейское). Среди них целесообразно выделить собственно магнезиально-скарновые, хондродит-серпентин-магнетитовые и диопсид-актинолит-хлорит-магнетитовые месторождения. Собственно магнезиально-скарновые месторождения обычно представлены небольшими объектами, расположенными на контактах гранитов или сиенитов с доломитами. К ним отнесены месторождения, в которых среди руд и измененных пород сохраняются и играют заметную роль безводные магнезиально-скарновые ассоциации (диопсид, форстерит, шпинель, периклаз), замещающиеся магниевыми водными силикатами (хондродит, клиногумит, флогопит, серпентин, тальк, пеннин) (Леспромхозное). Хондродит-серпентин-магнетитовый минеральный подтип представляет Тейское месторождение. Здесь резко преобладают серпентин-магнетитовые, хондродит-серпентин-магнетитовые, флогопит-хлорит-серпентин-магнетитовые руды. Безводные магнезиально-скарновые ассоциации практически не сохраняются. В околорудном пространстве и частично в связи с рудами развиваются известковые скарны. По соотношению минеральных парагенезисов к Тейскому близко небольшое Нижнечинжбинское месторождение в Восточном Саяне [35,67,90]. Диопсид-актинолит-флогопит-хлорит-магнетитовый минеральный подтип магнезиально-скарнового ряда реализован на Хайлеольском и Изыхольском месторождениях Кузнецкого Алатау [47,53,80]. Силикатную основу руд здесь составляет диопсид, энергично замещавшийся маложелезистым актинолитом и хлоритом клинохлор-пеннинного ряда, характерен флогопит. Известковые скарны играют подчиненную роль и для собственно руд не характерны. Минеральные ассоциации Хайлеольского месторождения осложнены проявлением мощной скаполитизации, связанной с малыми телами габброндов и сопровождавшейся образованием хлорсодержащих высокожелезистых амфиболов и скаполит-амфибол-магнетитовых руд [47,53]. Интенсивное гидротермальное изменение руд Изыхольского месторождения, расположенного в зоне раз-

лома, приводит к почти полному их преобразованию в хлорит-кальцит-магнетитовые.

Особое место среди собственно скарновых магнетитовых месторождений, тесно связанных с интрузивными контактами, занимают небольшие месторождения с совмещенными магнезиально-скарновыми и известково-скарновыми минеральными ассоциациями (Маргоз в Восточном Саяне, Темиртау, Аргыштаг и некоторые другие в Горной Шории). В них наряду с известково-скарновыми пироксен-гранат-магнетитовыми и гранат-магнетитовыми рудами и известковыми скарнами развиты магнезиальные скарны, серпентин-магнетитовые и тальк-диопсид-магнетитовые руды. Геологическая обстановка на всех этих месторождениях близка. Руды приурочены к контактам диоритов и гранитов с известково-доломитовой толщей, содержащей прослои мелкообломочных терригенных пород и вулканитов [36,98,101,142,225].

Месторождения гидросиликатовой серии характерны для Западного Саяна. Руды этих месторождений располагаются среди терригенных отложений, содержащих прослои вулканогенных и карбонатных пород. Количество вулканического материала в составе рудовмещающих отложений обычно невелико. В составе нерудных минералов руд и измененных пород преобладают актинолит, биотит, хлорит, альбит, кварц. Для Анзасского месторождения типична мощная скаполитизация, сопровождающаяся появлением в рудах высокожелезистых хлорсодержащих амфиболов. В связи с этим оно рассматривается в качестве особого скаполитового минерального подтипа. Скаполитизация здесь, как и на Хайлеольском месторождении, связана с насыщением рудной зоны малыми телами габброидов. Скаполитизация с развитием амфиболов гастингситового типа проявляется на северном фланге Волковского месторождения. В связи с малыми телами габбро она отмечена на Кызырсутском и Ярышкольском месторождениях, проявляясь там после отложения руд. По соотношению актинолита и биотита в рудах могут быть выделены месторождения актинолит-хлоритового (Абаканское), биотитового (Кызырсутское) и биотит-актинолитового (Волковское) минеральных подтипов. Наиболее продуктивной является актинолит-магнетитовая (или скаполит-амфибол-магнетитовая) ассоциация [70,82,85,86,88,93].

В пределах Алтае-Саянской области известно несколько золоторудных районов со скарновыми месторождениями и рудопроявлениями: Мартайгинский и Коммунарковский Кузнецкого Алатау, Горношорский, Ольховско-Чибжекский Восточного Саяна, месторождения Горного Алтая и Тувы. Практически все они располагаются среди раннепалеозойских салаирских структурно-формационных зон в связи с гранитными батолитами пестрого состава, относящимися к мартайгинскому, ольховскому, таннуольскому комплексам [23,40,47,51,139].

Скарны развиваются по верхнепротерозойским и нижнепалеозойским отложениям вулканогенно-карбонатного и терригенно-карбонатного состава по напластованию пород и вдоль разрывных нарушений, на контакте вмещающих пород с диоритами и гранитами, а также в виде жил среди интрузивных пород. Обычно преобладают известковые скарны: гранатовые, пироксен-гранатовые, волластонитовые, гранат-волластонитовые, часто с везувианом и скаполитом (Ольгинское, Калиостровское, Лебедское, Синюхинское). Присутствие доломитов в контактовых зонах приводит к развитию магнезиальных скарнов (Натальевское, Тарданское и др.). Среди магнезиальных метасоматитов описаны диопсидовые, шпинелевые, шпинель-пироксеновые, шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиты. С известковыми скарнами обычно связаны магнетитовые руды, выступающие, как и скарны, в качестве благоприятной среды для золотого оруденения (Калиостровское, Лебедское, Синюхинское). Кроме магнетитового оруденения в скарнах и скарновых зонах развиваются эпидотовые и амфибол-эпидотовые породы. Магнезиальные скарны замещаются тальком, серпентином и флогопитом.

Основная масса золота связана со скарновыми зонами или концентрируется в составе золото-сульфидных залежей с пирротинном, пиритом, халькопиритом на контакте тел гранитов с карбонатными породами. В скарнах и магнетитовых рудах золото отлагается в виде прожилков и вкрапленников вместе с актинолитом, кварцем, хлоритом, серпентином, пренитом, кальцитом, анкеритом, эпидотом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, молибденитом, висмутином, арсенопиритом, борнитом. Скарны и другие вмещающие породы актинолитизируются, хлоритизируются и лиственитизируются. Золотоносные кварцевые жилы в гранитах и диоритах сопровождаются березитизацией. Среди золотоскарновых руд обычно выделяют несколько продуктивных минеральных ассоциаций (минеральных типов): золото-кварцевый, золото-карбонатный, золото-теллуридо-висмутовый, кварцево-золото-сульфидный, золото-сульфидный, золото-гематито-карбонатный [47,51,139].

Медно-молибден-вольфрамовые скарновые месторождения характерны для восточного склона Кузнецкого Алатау, отчасти Западного и Восточного Саянов, располагаясь в контактовых зонах "пестрых" гранитных батолитов [54,55,140]. Месторождения относятся к типу известково-скарновых. В пределах скарновых зон рудные минералы (магнетит, шеелит, молибденит, халькопирит и др.) концентрируются либо в мономинеральных шеелитовых, сульфидных, кварцевых, карбонатных и хлоритовых прожилках, образуя штокерковые зоны, либо слагают штокообразные, линзовидные и неправильной формы тела сплошных и вкрапленных руд в скарнах. Оруденение относится к со-

пряженному (вольфрам, молибден) и наложенному (медь, вольфрам и молибден) типам. Сопряженное шеелитовое оруденение тесно связано с существенно гранатовыми скарнами, содержащими поздний бурый анизотропный гранат.

Кобальтовые месторождения [47,50,54] относятся к типу известково-скарновых с наложенным и отстающим гидротермальным оруденением. Месторождения и рудопоявления локализованы в дизъюнктивных зонах, опережающих крупные долгоживущие региональные глубинные разломы в связи с габбро-диорит-диабазовыми, габбро-монцит-сиенитовыми и гранодиоритовыми интрузиями. В связи с малыми габброидными интрузиями в Горном Алтае проявляется кобальтин-герсдорфитовое относительно высокотемпературное оруденение, развивающееся вслед за образованием известковых скарнов и их гидратацией (эпидот, амфиболы). В связи с малыми габброидными интрузиями Западного Саяна и Тувы проявляется железокобальтовое оруденение, сопровождающее зоны щелочного метасоматоза и амфибол-эпидот-хлорит-(магнетитовой) минерализации с ограниченной ролью скарнов. Кобальтовое оруденение отвечает сульфидной относительно низкотемпературной стадии оруденения и представлено кобальтином и, реже, шмальтин-хлоритом. Наиболее интересны скарновые месторождения кобальта, связанные с гранодиоритовыми интрузиями. Кобальтовое оруденение на одном из таких месторождений развито в виде кварц-карбонатно-кобальтиновых и глаукодовых жил, наложенных на скарны, роговики и известково-магнезиально-скарновые метасоматиты в контактовой области гранодиоритов. Руды, кроме кобальтина и глаукодота, содержат скуттерудит, данаит. Кобальтом обогащены арсенопирит и пирит.

Молибден-редкометалльно-вольфрамовые месторождения [50,52,54, 55] известны в Горном Алтае и Восточном Саяне. В Горном Алтае они связаны с позднегерцинскими калиевыми гранитами и локализованы как среди гранитов, так и в околоинтрузивных зонах среди карбонатных, песчано-сланцевых и эффузивных пород. В пределах рудных полей совмещены процессы скарнирования, грейзенизации и образования кварцевых жил с магнетитом, молибденитом, вольфрамитом, шеелитом, халькопиритом, бериллом, висмутином, флюоритом, полевым шпатом и другими минералами. Скарновые рудные залежи присутствуют в рудных полях наряду с штокверковыми рудными гидротермальными телами и грейзенами. В Восточном Саяне в связи с зонами разломов и малыми телами щелочных гранитов встречены комплексные молибден-вольфрам-редкометалльно-сульфидные месторождения. Сами граниты альбитизируются и обогащены цирконом, пироксеном, местами фергуссонитом. Граниты сопровождаются мощными ореолами контактово-измененных пород, в том числе пироксен-гранат-

товых и волластонитовых скарнов с флюоритом, молибденитом, вольфрамитом, фенакитом, бериллием, а также небольшими сульфидными залежами.

Одним из интересных объектов являются контактовые зоны щелочных нефелиновых интрузий северо-восточной части Кузнецкого Алатау [173,174,175]. Здесь в контактах Кня-Шалтырского уртитового массива встречены известковые скарны, сложенные мелилитом, волластонитом, титанавгитом, диопсидом, везувианом, кальцитом. В составе этих скарнов впервые в Кузнецком Алатау установлены юанит и цеболлит, развивающиеся по мелилиту и замещающиеся впоследствии везувианом. В контактовой зоне Загорного массива габбро-ювит-уртитовой ассоциации обнаружены магнезиальные скарны шпинель-пироксенового и шпинель-монтичеллитового состава. На удалении от контакта они сменяются бруситовыми и форстеритовыми кальцифирами. По магнезиальным скарнам впоследствии развиваются везувиан, цеболлит, диопсид, гранат, флогопит. Шпинель-пироксеновые скарны инъецированы тералитом и их ксенолиты встречены среди нефелиновых сиенитов, что указывает на их принадлежность к магматическому этапу минералообразования.

Начиная с П.П.Пилипенко [172] особое внимание исследователей обращается на механизм процессов рудообразования, запечатленный в отдельных актах этого процесса в виде этапов и стадий. Отдельный "акт творения" или законченный цикл принято называть эпохой минералообразования, связывая ее с некоторым периодом тектонической активности, магматизма и метаморфизма. В скарновых месторождениях, связанных с интрузивными контактами материнских интрузий, минералообразование начинается с контактового метаморфизма и ороговикования, однако во многих случаях на месторождениях золота и цветных металлов и почти всегда на месторождениях железа роговики отсутствуют. Их место занимают щелочные метасоматиты, фельдшпатолиты и околоскарновые породы (обычно пироксен-плагноклазовые) [47,48,55,73,78,219,225]. На площадях развития вулканитов в контактовых зонах интрузий раннему метасоматозу иногда предшествуют процессы перекристаллизации вулканитов с образованием диоритовидных и гранитовидных пород [89,219,225]. Похожую на щелочной и кремнийщелочной метасоматоз картину изменений иногда дают поздние процессы пропилитизации, также часто характеризующиеся повышенной щелочностью. При отсутствии прямой связи рудной минерализации с интрузиями и интрузивными контактами зоны щелочных метасоматитов, фельдшпатолитов и пироксен-плагноклазовых пород выступают как маркеры некоторых частично автономных термальных систем, не всегда сопровождающихся скарнами.

Щелочные метасоматиты не обязательно сложены щелочными полевыми шпатами. Плаггиоклаз в них может быть представлен олигоклазом. В типичных пироксен-плаггиоклазовых породах плаггиоклаз изменяется от олигоклаза до андезина или даже лабрадора. Пироксен имеет низкую железистость и близок по составу к диопсиду [76,78].

На собственно магнезиально-скарновых месторождениях образование безводных магнезиальных парагенезисов с форстеритом, диопсидом, шпинелью, монтчеллитом тесно связано с интрузивными контактами или околоинтрузивными зонами кремний-щелочного метасоматоза и диоритизации [36,47,50,52,225].

Формирование диопсидовых скарнов, свойственных месторождениям диопсид-актинолит-флогопит-хлорит-магнетитового минерального подтипа [53,80], вероятно, относится к постмагматическому этапу скарнового процесса и близко по времени известково-скарновым минеральным ассоциациям. На месторождениях известково-скарнового типа известковые скарны сопряжены с пироксен-плаггиоклазовыми, местами амфибол-плаггиоклазовыми околоскарновыми породами. Типоморфными минералами известковых скарнов являются: кальцевый гранат, волластонит, минералы ряда диопсид-геденберgit, иногда появляется везувиян. Гранат меняет состав отgrossуляра до андрадита, часто образует анизотропные агрегаты зонарных зерен неоднородного состава. Показана зависимость состава граната от типа оруденения и состава вмещающих пород. Пироксен в разных типах скарнов меняется от железистого диопсида до геденбергита. Обычным компонентом скарнов является эпидот. Описаны его равновесные парагенезисы с железистым диопсидом и салитом. По алломосиликатным вмещающим породам в связи со скарнами развиваются эпидот (клиноцоизит)-пироксеновые и эпидот-амфиболовые породы. При скарнировании алломосиликатных пород основного состава образуются существенно пироксеновые скарны. В отличие от диопсидовых скарнов магнезиального ряда они имеют салит-ферросалитовый состав [75,83].

Обычным компонентом скарновых зон является скаполит. По своей генетической позиции он близок скарновому эпидоту: входит в состав скарнов вместе с гранатом и пироксеном и слагает большие массы амфибол-скаполитовых и пироксен-скаполитовых пород [53,94]. По существу скаполит и эпидот вместе с амфиболами и магнетитом характеризуют уже позднескарновую (рудную) стадию минералообразования, типоморфными минералами которой на месторождениях известково-скарнового ряда являются амфиболы и оксиды железа.

На месторождениях железа известково-силикатно-скарнового и скаполит (эпидот)-пироксенового (амфиболового) минеральных подтипов отмечено удвоение скарновых минеральных парагенезисов. Оно выражается в том, что среди ранних известковых скарнов и генетиче-

ски близких им пород развиваются более поздние скарновые или скарново-рудные пироксен-магнетитовые и гранат-магнетитовые жилы. В отдельных случаях повторное развитие скарнов связано с метаморфизмом и воздействием послерудных интрузий. В других случаях поздние скарновые жилы появляются как результат саморазвития скарново-рудной системы или взаимодействия термальных растворов и горячих интрузивных контактов [81]. Двойное скарнирование отмечается и для зотоносных скарновых зон [139]. Отложение магнетита в известково-скарновых месторождениях тесно связано с гидратацией скарнов. Вместе с тем достаточно характерны, особенно для золоторудных месторождений, малоизмененные гранат-магнетитовые и пироксен-магнетитовые руды, где образование магнетита как бы сближено с отложением собственно скарновых минералов. Кроме собственно магнетита в железных рудах устанавливается пластинчатый мушкетовит, обычно интерпретируемый как псевдоморфоза магнетита по гематиту, появлявшемуся в период рудоотложения вследствие изменения окислительно-восстановительных условий. Иногда в скарновых железных рудах в заметных количествах встречается маггемит, образующийся, как полагают, при метаморфизме руд или при их мартитизации в зоне окисления [93, 216, 218].

Интересные результаты получены при исследовании внутреннего строения индивидов магнетита, граната, пирита и других минералов скарнов и руд. Выявленные в результате исследования прото-, син- и эпиростовые элементы анатомического строения минеральных индивидов отражают условия, механизм и историю формирования скарнов и связанных с ними месторождений. К числу синростовых элементов относятся различные морфогенетические типы зональности, узоры изменения габитуса, зонально-секториальные, расщепленные и регенерационные кристаллы, синростовые включения и т.д. К эпиростовым элементам анатомического строения отнесены структуры деформаций, диффузии, коррозии, пористости выщелачивания, раскристаллизации, псевдоморфизации, полигенерационных индивидов и т.д. [197, 198, 199, 200].

На магнезиально-скарновых месторождениях отложение магнетита начинается еще в скарновую стадию. Основная же масса рудного вещества отлагается в послемагматическую стадию в связи с пироксеновыми скарнами, с известково-скарновым преобразованием магнезиальных скарнов и с их гидратацией, сопровождающейся развитием флогопита, хондродита, серпентина, магнезиального хлорита.

На магнетитовых месторождениях гидросиликатового ряда метасоматический рудообразующий процесс развивается иначе, чем на скарновых месторождениях. Наиболее ранние метасоматические изменения там представлены биотитовыми породами. По составу биотита

(мероксен-лепидомелан) эти породы мало отличаются от метаморфизованных терригенных рудовмещающих отложений. Вместе с биотитом в средах повышенной основности (в габброидах и основных вулканокластических породах) образуется актинолит. Биотит и биотитовые породы плохо сохраняются в рудных полях Анзасского и особенно Абаканского месторождений, где преобладает актинолит. С биотитовой стадией или стадией калий-магниевого метасоматоза на Волковском и Кызырсутском месторождениях связано отложение некоторого количества магнетита в виде бедных руд с альбитом, кварцем, биотитом и, иногда, турмалином [30,70,85,93]. Следующая стадия на Анзасском и, отчасти, на Абаканском месторождении начинается с процесса натрового метасоматоза и альбитизации. Альбитизация затем сменяется скаполитизацией и образованием на Анзасском месторождении амфибол-скаполит-магнетитовых руд. На Абаканском и Волковском месторождениях альбитизация и скаполитизация проявляются лишь фрагментарно, но широко развита амфибол (актинолит)-магнетитовая или амфибол-биотит-магнетитовая рудная ассоциация, представляющая основную массу промышленных руд этих месторождений с запасами в сотни миллионов тонн железной руды. В связи с прослоями доломитов и силикатно-карбонатных брекчий образуются тальк-тремолит-магнетитовые руды. Наряду с магнетитом в рудах месторождений Верхнеабаканского района широко развит мушкетовит.

Золото и цветные металлы, в отличие от железа, отлагаются в связи с гидротермальными стадиями скарново-рудного процесса [47,51,54,55,139]. На собственно железорудных месторождениях этот период связан с гидротермальным изменением скарнов и руд. Обобщенно для скарново-рудных полей можно выделить по составу жильного выполнения три последовательных гидротермальных стадий: кварц-кальцит-актинолит-хлорит-эпидотовую, сульфидно-карбонатную, карбонат-цеолитовую.

В кварц-кальцит-актинолит-эпидот-хлоритовую стадию в скарнах и железных рудах формируется малосульфидная кварц-золото-актинолитовая ассоциация, в железорудных скарнах образуются ранние сульфиды (в основном пирит, пирротин, редко, молибденит), проявляется актинолитизация и хлоритизация скарнов и руд, развиваются актинолит-эпидотовые прожилки и поздние эпидот-актинолитовые породы. Ранняя гидротермальная стадия приводит в целом к формированию пропилитовых ассоциаций. По габбро, диоритам, вулканогенным породам основного и среднего состава внутри скарновых полей и за их пределами в зонах дробления формируются пропилитоподобные обычно осветленные породы с альбитизированными полевыми шпатами, эпидотом, хлоритом, местами микроклинном и повышенным содержани-

ем кварца. С кварц-силикатно-карбонатными жилами в железных рудах иногда связан гематит или мушкетовит.

В сульфидно-карбонатную стадию вместе с доломитом, кальцитом, анкеритом, хлоритом отлагается основная масса сульфидов и сульфоарсенидов. Стадия продуктивна на золото и цветные металлы. С ней связана лиственитизация скарнов, дробление руд может сопровождаться почти полным замещением первичных силикатов карбонатами и хлоритом. Около кварц-карбонат-сульфидных жил могут формироваться кварц-кальцит-хлорит-серицитовые породы, в гранитах и диоритах образуются породы, близкие березитам. Железные руды подвергаются небольшого масштаба околожильной гематитизации. В составе жильного выполнения отмечается железная слюдка.

Карбонат-цеолитовая стадия обычно имеет сравнительно небольшие масштабы. В жилах среди скарнов и руд отлагаются: кальцит, ломонтит, сколецит, гейландит, иногда пренит [237].

На гидросиликатовых месторождениях магнетита Верхнеабаканского района Западного Саяна послерудные процессы минералообразования начинаются с развития в зонах разлома и в виде жил в рудах альбита, микроклина и скаполита. В рудах в небольшом количестве появляется глаукофан, замещающий актинолит. Далее следует ряд гидротермальных стадий, в целом соответствующих гидротермальным стадиям собственно скарновых месторождений. Необходимо отметить более интенсивную гематитизацию руд и большую роль цеолитов в составе наиболее поздних продуктов гидротермальной деятельности [88, 93].

Большинство контактово-метасоматических месторождений формируется в один этап постмагматической деятельности, если под этапом понимать период, охватывающий время становления некоторого рудоносного магматического комплекса, то есть период существования некоторой термальной системы, связанной своими корнями с глубинным магматическим источником. Практически все достаточно крупные скарново-рудные поля и районы связаны с гомодромными магматическими комплексами, начинающимися с габброидов и завершающимися гранитами или субщелочными гранитоидами. Магнетитовые руды образуются преимущественно до внедрения гранитоидных фаз. Отдельные стадии скарново-рудного процесса и гидротермальные стадии могут отделяться друг от друга во времени внедрением даек. Для магнетитовых месторождений известково-силикатно-скарнового подтипа кварц-карбонат-эпидот-актинолит-хлоритовая стадия всегда отделена от скарновой стадии внедрением даек основного состава, а следующая карбонат-сульфидная стадия снизу ограничена дайками диорит-порфириров и плагиогранит-порфириров [73, 77, 81]. Параллельное развитие скарново-рудного и магматического процессов с частичной авто-

номией гидротермальных систем обуславливает сложное взаимодействие растворов и расплавов на уровне отложения руд и кристаллизации расплавов. Можно допускать, что поздние гранитоидные расплавы, сохранившие достаточно энергии, могут вызывать резкое изменение обстановки в зоне рудоотложения и приводить к повторению скарново-рудного процесса, начиная с его высокотемпературных стадий. Например, в Бурлукском рудном поле Ирбинского района Восточного Саяна с поздними внедрениями граносиенитов и гранофировых гранитов связан интенсивный щелочной метасоматоз, накладывающийся на предшествующую диоритовую интрузию и скарново-магнетитовые руды. Вероятно, в связи с гранитоидами на Новом участке этого рудного поля происходит резкое усложнение состава и структур известковых скарнов и скарновых руд и появление аподоломитовых магнезиально-скарновых ассоциаций (форстерит, хондродит, серпентин). Повторное скарнирование и другие изменения руд и скарнов могут быть вызваны заведомо более поздними интрузиями гранитов, как это имеет место на Ташелгинских месторождениях с многоэтапной минерализацией, связанной с разновозрастными интрузивными комплексами [224,225].

Вопрос об источнике рудного вещества метасоматических магнетитовых месторождений решается неоднозначно. Были высказаны и обоснованы две диаметрально противоположные точки зрения:

1. Концентрации железа имеют вулканогенно-осадочную природу и лишь преобразуются в ходе метасоматического процесса.
2. Железо имеет ювенильную природу и доставляется к области рудоотложения термальными растворами [212,214,215,218,221].

Высказана также точка зрения, предполагающая возможность заимствования некоторой части рудного железа из силикатных вмещающих пород на путях движения растворов и вблизи области разгрузки. Для Ташелгинской группы месторождений показано, что магнетитовые жилы и зоны вкрапленников могут возникать в ходе высокотемпературных инфильтрационных процессов, связанных с метасоматической мигматизацией и микроклиновым порфиробластезом в амфиболитах [144]. Окончательного решения вопроса об источнике железа нет и сейчас. Оптимальная точка зрения, которой придерживаются сейчас (с вариациями) большинство геологов, предполагает гетерогенность железа.

Нами поддерживается последняя точка зрения. При этом считается, что все же преобладает ювенильное железо, поступающее в область рудоотложения в составе гидротермальных растворов в виде комплексных соединений разного типа [57,102,212,219]. Вместе с тем следует отметить достаточно многочисленные факты, свидетельствующие о присутствии в рудных полях метасоматических магнетитовых месторож-

дений докарбовых концентраций железа вплоть до бедных руд в виде рудных порфиринов, магнетитовых туфов (Покровско-Таятское рудное поле в Восточном Саяне), магнетитовых метапесчаников (Волковское месторождение Западного Саяна), магнетитовых амфиболитов Болотный участок Катырского рудного района) и других проявлений железа вулканогенно-осадочной или вулканогенно-гидротермальной природы. Естественно, важным источником железа при формировании его месторождений могут быть различного рода процессы преобразования железо-магнетизальных горных пород, сопровождавшиеся их "осветлением" с выносом части железа за пределы зон метасоматоза. Логично предположить, что часть его могла фиксироваться в вышележащих горных породах ближе к фронтальной зоне метасоматической колонны, в том числе в скарновых парагенезисах и рудах.

Продуктивным направлением металлогенических исследований является рудно-формационный анализ, заложенный работами В.А.Кузнецова. Углубленное изучение генезиса контактово-метасоматических месторождений отдельных металлов, геологических и физико-химических условий развития процессов минералообразования представляет собой наиболее характерные черты рудно-формационного анализа. Установление связей оруденения с конкретными типами магматизма, тектоническими структурами, геодинамической обстановкой (режимом), вмещающей средой, уточнение его положения в общей схеме геологического развития позволяет наиболее полно раскрыть условия локализации месторождений в пределах отдельных металлогенических провинций, районов и зон земной коры. Последнее, в свою очередь, позволяет также характеризовать формационные черты оруденения и тем самым конкретизировать критерии поисков, разведки и прогнозирования месторождений. Выделение рудных формаций способствует познанию генетических особенностей и условий образования месторождений, а также позволяет правильно оценить перспективы определенных рудных районов.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУБЦОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

А.Д.Строителев, Л.А.Зырянова,
В.Л.Свешникова

Из ученых Томского университета детальное изучение месторождений Алтая первым начал профессор П.П.Пилипенко, будучи тогда заведующим кафедрой минералогии и геологии. Итогом его исследований стала известная монография "Минералогия Западного Алтая", опубликованная в 1915 году [173]. Длительное время в силу различных обстоятельств геологи университета проводили работы на Рудном Алтае лишь эпизодически, а их результаты представлены главным образом фондовыми материалами.

Более систематические исследования сотрудников факультета начались уже в 60-е годы, когда было открыто Степное месторождение в районе, в котором палеозойские структуры погружены под мощный чехол рыхлых отложений и который был почти неизученным в геолого-металлогеническом отношении и считался бесперспективным. Приступая к планомерному освоению этого района, руководство Западно-Сибирского геолуправления предложило кафедре минералогии и кристаллографии осуществлять минералогическое обеспечение проводимых поисково-разведочных работ. В результате выполнения намеченной программы в районе были открыты еще три месторождения и выявлен целый ряд рудопроявлений цветных металлов.

Естественно, что в процессе геологического изучения и разведки месторождений принимали участие исследователи и других организаций. Однако в опубликованных ими работах рассматриваются лишь отдельные, порой частные, вопросы геологии района и месторождений. В этой связи авторы сочли целесообразным дать в сжатой форме свое представление об основных чертах геологии нового рудного района, геолого-структурном положении и строении рудной зоны месторождений и особенностях состава разведанных запасов руд.

На первом этапе изучения района исследователи неоднозначно определяли региональное положение погребенных палеозойских структур степной части Алтая, относя их к структурам Горного Алтая (Н.М. Кужельный, 1962) или считая их частью Змеиногорского рудного района (В.П.Дмитриев, 1961). В последующем при обобщении и анализе материалов геолого-съемочных и поисково-разведочных работ стало очевидным, что этот район является погребенным северо-западным продолжением рудно-алтайских структур, представляя собой самостоятельную Рубцовскую структурно-фациальную подзону Рудного Алтая [203].

По внутреннему строению выделенная подзона обладая основными чертами сходства с геологией геосинклинальных подзон Рудного Алтая, характеризуется индивидуальными особенностями, что является новым доказательством неравномерности геотектонического развития отдельных частей структурно-фациальной зоны (В.П.Нехорошев, 1966). В частности, слагающие район стратифицированные образования имеют аналоги на уровне свит в смежных районах, но сводный их разрез не укладывается в известные стратиграфические схемы. В целом вулканогенно-осадочная толща (D_2-D_3) унаследует основные литолого-фациальные черты рудовмещающей толщи Змеиногорского и Золотушинского рудных районов.

Другим признаком принадлежности района к Рудному Алтаю является широкое проявление магматических образований, относящихся к рудноалтайскому петрогенетическому ряду (по В.С.Кузбному, 1975), которые кроме стратифицированных вулканитов представлены комагматическими их аналогами (комплексом субвулканических интрузий D_2 и D_3), а также гранитоидами, слагающими крупный и сложный по строению массив вдоль южной границы района.

Общий структурно-тектонический план района унаследует главные черты тектоники Алтая и определяется его приуроченностью к области сопряжения герцинского Рубцовского синклинория с каледонскими структурами: на юге Алейским антиклинорием, а на северо-востоке Степно-Бугринской антиклиналью Горного Алтая. Рубцовский синклинорий характеризуется сочетанием складок 3-го порядка с крупными разломами, свойственными структурам I группы Рудного Алтая (по Г.Ф.Яковлеву, 1957). Наиболее крупными из складок являются на юго-востоке замыкания синклинория Таловская грабен-синклиналь, а в центральной его части - Рождественско-Калиновская антиклиналь, разбитые субмеридиональными разломами на ряд тектонических блоков. Внутреннее строение последних осложнено брахиформными складками, флексуорообразными изгибами и разноориентированными дизъюнктивными нарушениями.

На данном этапе изучения района основное внимание было сосредоточено на Таловском и Рождественском блоках, которые в металлогеническом отношении являются главными тектоническими структурами соответственно Таловского и Рубцовского рудных полей. В первом из них открыты Таловское и Степное месторождения и ряд рудопроявлений. Сублинейное их размещение вдоль зоны разломов глубинного заложения является отражением определяющей роли этого структурного элемента в контроле оруденения, который Чекалин В.М. рассматривает как самостоятельную металлогеническую единицу - Таловскую рудоносную зону. В Рубцовском рудном поле Захаровское и Рубцовское месторождения, Матаевское и Западно-Захаровское рудо-

проявления приурочены к крыльям Калиновской брахисинклинали, осложненным разрывными нарушениями, которые сопряжены с Луговской и Рождественской зонами разломов. Наряду с этим следует подчеркнуть, что в каждом рудном поле месторождения размещаются в бортах вулкано-тектонических депрессий, образовавшихся на месте вулканических центров D_2^1 - D_3^1 времени и, вероятно, сопричастных к формированию рудоконтролирующих структур месторождений.

Выявленное в рудном районе полиметаллическое оруденение непрерывно прослеживается в стратиграфическом разрезе от низов шипуновской свиты (D_2gv) до нижнекаменевской подсвиты (D_3fr). Однако месторождения локализуются на двух стратиграфических уровнях, отвечающих в каждом рудном поле разным частям геологического разреза. В Рубцовском рудном поле он представлен зоной контакта давыдовской и каменевской свит, в которой размещаются основные рудные тела Рубцовского и Захаровского месторождений. Стратиграфический уровень концентрации промышленного оруденения Таловского рудного поля имеет более широкий интервал. Если на Таловском месторождении все рудные тела размещаются в пределах верхнешипуновской подсвиты (D_2gv), то на Степном месторождении, кроме того, отдельные рудные тела приурочены к переходной пачке и низам туфогенной толщи давыдовской свиты (D_3fr).

Сравнение положения месторождений рудного района в региональном плане показывает, что их приуроченность только к верхним частям девонского разреза является отличительной особенностью металлогении района, а с другой стороны - частным дополнением установленной в других районах стратиграфической многоэтажности в размещении месторождений. Многие исследователи Рудного Алтая считают это отражением стратиграфического контроля в локализации оруденения на разных этапах развития структурно-фациальной зоны. Возможно, в масштабах последней существует связь между этапами проявления оруденения и вулканизма, тогда как в пределах отдельных рудных районов приуроченность месторождений к определенным стратиграфическим подразделениям предопределена наличием в разрезе так называемых критических литологических горизонтов, благоприятных для формирования рудоносных структур и развития процессов рудообразования.

При рассмотрении с этих позиций стратиграфического положения месторождений рудного района видно, что все они размещаются в тех частях разреза рудовмещающей толщи, которые представлены переслаиванием литологических разновидностей пород, различающихся по составу, физико-химическим свойствам и текстурному облику.

В пределах Таловского рудного поля таким критическим горизонтом является область контакта шипуновской и давыдовской свит, где наблюдается многократное и тонкое переслаивание алевропелитов с

пирокластическими породами кислого состава. Характер их переслаивания настолько постепенный, что граница между свитами определяется по маломощной и выдержанной переходной пачке, занимающей промежуточное положение в разрезе этих свит. Как на Степном, так и на Таловском месторождениях этот горизонт залегает под мощной туфогенной толщей давидовской свиты, а лежащий его бок представлен горизонтом кремнистых алевропелитов верхнешипуновской подсвиты. В северной части Степного месторождения, где контакт между свитами выражен более отчетливо, в качестве дополнительного рудовмещающего горизонта выступает мощная пачка известково-глинистых алевропелитов с единичными выдержанными прослоями туфопесчаников кислого состава [204].

В Рубцовском рудном поле месторождения приурочены к зоне контакта давидовской свиты и нижнекаменевской подсвиты. На участке Рубцовского месторождения туфогенные породы давидовской свиты почти нацело превращены в гидротермальные метасоматиты, зональность в изменении состава которых отвечает сочетанию процессов объемного кислотного выщелачивания и последующего переотложения компонентов [198]. Неоднородность в строении каменевской свиты, слагающей кровлю месторождения, обусловлена частым переслаиванием алевропелитов с полимиктовыми песчаниками и редкими линзами известняков, туфов и туфопесчаников. Непосредственно в ее основании залегает маломощный горизонт кремнистых алевропелитов, контрастно отличающихся по составу и свойствам от вмещающих его вулканитов и алевропелитов. Захаровское месторождение является единственным в районе месторождением, у которого рудовмещающая толща имеет осадочный профиль состава ввиду того, что входящая в нее давидовская свита представлена кремнистыми алевропелитами с редкими линзами туффитов и известняков.

Структурные особенности месторождений района в значительной степени определяются масштабами проявления и характером сочетания складчатых и разрывных дислокаций, в различной степени связанных с крупными глыбово-складчатыми структурами древнего заложения. Наиболее показательной в этом отношении является структура Степного месторождения, складчато-блоковый характер которой обусловлен проявлением в брахиантиклинальной складке серии разнориентированных разрывных нарушений. В результате ограниченные ими блоки, включающие разные элементы складки, испытали перемещения значительной амплитуды вдоль Центрального разлома, одного из ответвлений Таловской зоны разломов. Соответственно внутри блоков разрядка тектонических напряжений выразилась в образовании рудовмещающих "ловушек" типа межпластовых срывов, отслаивания и внутрипластовых зон дробления и трещиноватости. Вероятно, одновременно в

северном блоке сформировалась локальная рудовмещающая структура экранирующего типа, представленная приразломной антиклинальной складкой, в которой размещается северная группа рудных тел. Положение центральной группы рудных тел указывает на приуроченность их к комбинированной рудовмещающей структуре.

Более простой структурный план других месторождений района определен размещением их на участках моноклинального залегания рудовмещающей толщи, которые ограничены по простиранию и падению разрывными нарушениями, сопряженными с зонами более крупных разломов.

По общим контурам рудная зона Таловского месторождения характеризуется эллипсоидообразной морфологией с удлинением вдоль поперечной оси. Форма ее на других месторождениях соответствует усеченному конусу, ограниченному по восстанию эродированной поверхностью. Предложенная нами методика оценки эрозионного среза дает основание считать, что степень эродированности рудной зоны составляет для Рубцовского месторождения - 0.1, Степного - 0.1-0.2 и Захаровского - 0.3. На всех месторождениях сульфидное оруденение является наложенным по отношению к стратифицированным образованиям рудовмещающей толщи и сопровождается мощными ореолами гидротермалитов, разнообразие которых определяется количественными соотношениями ограниченного числа минералов (кварца, серицита, хлоритов, отчасти карбонатов и пирита), отражающих привнос и вынос компонентов в зонах выщелачивания и осаждения при гидротермально-метасоматическом изменении исходных пород. В основной массе гидротермалиты тяготеют к лежащему боку рудной зоны и только на локальных ее участках с более крутыми углами падения проявляются вдоль висячего ее бока. Пространственное совмещение оруденения и гидротермалитов является отражением их генетической связи.

Установленная неоднородность во внутреннем строении рудной зоны месторождений, связанная с особенностями размещения гидротермально-метасоматического и жильно-прожилкового типов оруденения, предопределена геолого-структурной обстановкой. Наряду с этим, на всех месторождениях (кроме Таловского) наблюдаемая вторичная зональность в строении рудной зоны сформировалась под воздействием гипергенного преобразования первичного оруденения вблизи древнего эрозионного среза.

Анализ геолого-пространственного положения рудных тел, особенности состава и строения сульфидных агрегатов руд и непромышленного первичного оруденения показывают, что в строении рудной зоны принимают участие следующие морфогенетические подтипы оруденения: рудные залежи, рудные жилы и ореолы рассеянного оруденения (рис.1).

**Сводная схема зональности рудной зоны
месторождений рудного района**
(А-вторичная, по падению; Б-первичная, по мощности)

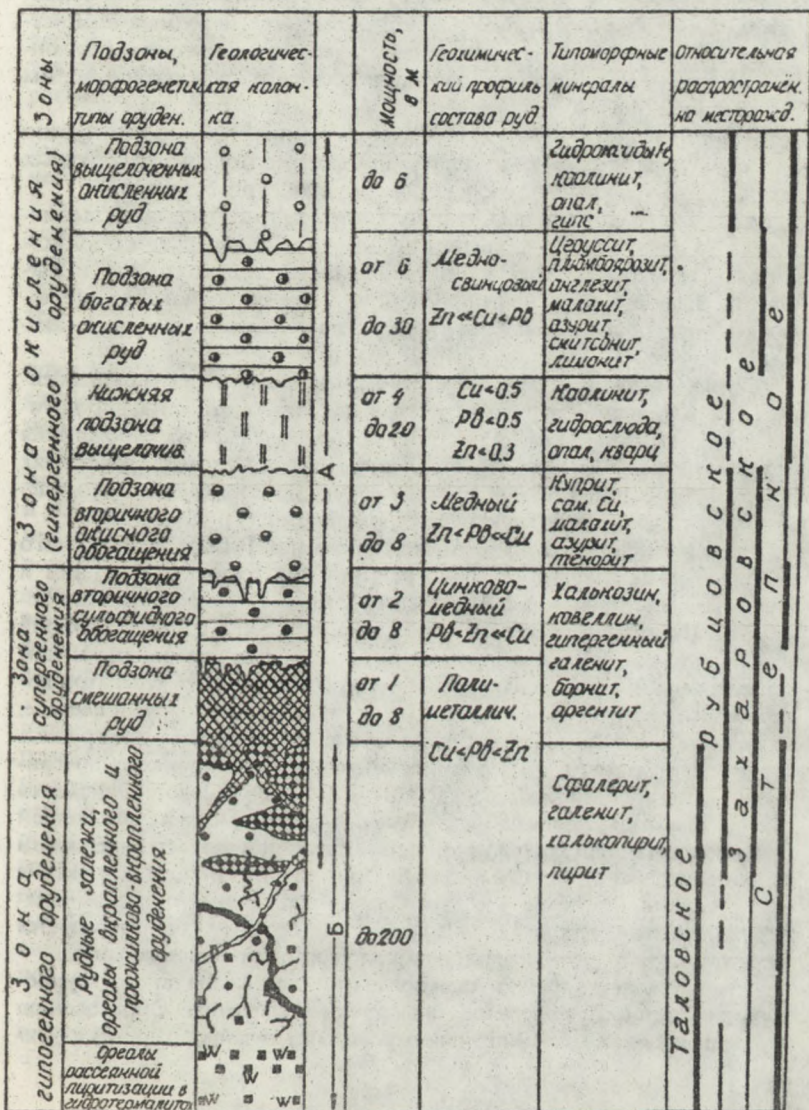


Рис. 1

Рудные залежи представляют собой относительно крупные и компактные скопления сульфидного оруденения линзо-лентообразной формы, залегающие висячем боку рудных тел субсогласно с напластованием вмещающих пород. При сравнительно небольших размерах они являются ведущим морфогенетическим подтипом, ответственным за основные объемы разведанных запасов месторождения. На Рубцовском месторождении более 90 % запасов сосредоточено в рудном теле N1, в контуры которого включена большая часть залежей лентообразной формы с размерами 800 x 340 x 5-17 м.

На Таловском и Захаровском месторождениях, хотя и оконтурено более 20 рудных тел, основные запасы руд сосредоточены в 2-3 рудных телах, представляющих наиболее богатые части рудных залежей.

В пределах рудной зоны Степного месторождения залежи метасоматического оруденения размещаются в северном, центральном и южном блоках и имеют различия в минералогии, строении, размерах и взаимоотношениях с вмещающей средой, которые отражают влияние локальной рудопоглощающей структуры на интенсивность рудоотложения [210].

Рудные жилы в морфогенетическом отношении отражают особенности формирования рудных агрегатов в условиях относительно крупных открытых полостей. Известно, что подобная форма проявления оруденения пользуется распространением на многих месторождениях Рудного Алтая и нередко их системы совместно с вкрапленным оруденением составляют основную массу промышленных руд.

На данном этапе изученности месторождений Рубцовского рудного района рудные жилы достоверно установлены только на Степном и Таловском месторождениях, главным образом, в микрокварцитах лежащего бока рудных залежей и реже на удалении среди отложений среднешипуновской свиты. На других месторождениях района к ним отнесены единичные рудные пересечения, облик рудных агрегатов которых отвечает жильным образованиям. По различиям в составе, строении и взаимоотношениях рудные жилы объединены в две группы. К первой отнесены жилы, формирование которых происходило синхронно с метасоматическим оруденением. По положению они являются как бы апофизами рудных залежей и приурочены к системам тонкой трещиноватости или крупным открытым трещинам в восстающей части рудовмещающей структуры залежей. Они имеют активные контакты с вмещающими породами и содержат их "плавающие" останцы. Слагающий жилы сплошной полисульфидный агрегат характеризуется текстурно-структурной неоднородностью комбинированного типа.

Рудные жилы второй группы более самостоятельны по структурно-пространственному положению и времени проявления. Образованию их предшествовала внутрирудная перестройка рудовмещающей струк-

туры, выразившаяся в возникновении на локальных участках новых систем трещиноватости и дробления, которые занимают секущее положение к рудным залежам и напластованию пород. В целом жилы обладают невыдержанностью состава и текстурного облика минеральных агрегатов и элементами зональности в строении. Состав жил определяется совмещением кварцево-сульфидной, кварцево-сульфидно-баритовой, халькопирит-кварцевой и сульфидно-кварцево-карбонатной парагенетических ассоциаций [208].

Ореолы рассеянного оруденения являются обязательной составной частью рудных зон и определение их масштабов и характера является необходимым и важным звеном в познании генетических особенностей и геолого-технологической оценки месторождений. В процессе их разведки установлено, что рассеянное оруденение пользуется широким развитием по простиранию и разрезу рудной зоны. Суммарная мощность ореолов превышает в несколько раз общую мощность рудных тел.

Наибольшим развитием пользуются ореолы пиритизации, присутствие которых наблюдается повсеместно, где вмещающие породы несут следы гидротермальных изменений. Наряду с объемной пиритизацией, на месторождениях выявлены ореолы рассеянного оруденения, сингенетичного залежам метасоматических руд. В отличие от ореолов пиритизации в их состав кроме пирита входят другие сульфиды в виде моно- и полиминеральной вкрапленности, мелких гнезд и прожилков-просечек. Они имеют меньшие размеры, но занимают более определенное положение в рудной зоне, составляя обрамление рудных залежей, главным образом в лежащем боку и на выклинивании. По времени образования они отвечают начальной и конечной стадиям проявления сульфидного метасоматоза и являются наложенными по отношению к ореолам предрудной пиритизации.

Ореолы прожилкового оруденения пользуются широким развитием в рудной зоне месторождений (кроме Рубцовского) на более глубоких горизонтах и нередко на значительном удалении от мест залегания рудных залежей. Неоднородность их внутреннего строения предопределена невыдержанностью прожилков по составу, протяженности, мощности и ориентировке. Какой-либо закономерности в изменении состава прожилков не установлено, но характер их взаимоотношений указывает на некоторую последовательность формирования поли-моносulfидных, сульфидно-кварцевых, сульфидно-кварцево-баритовых и сульфидно-кварцево-карбонатных прожилков, наложенных на ореолы вкрапленной минерализации [208].

В общем плане наблюдаемые элементы асимметричной зональности в размещении морфогенетических подтипов оруденения отражают

влияние литолого-структурных факторов на развитие процесса рудоотложения в анизотропной вмещающей среде.

Вторичная зональность выражена более отчетливо на локальных участках рудной зоны месторождений (кроме Таловского). Она обусловлена пространственным обособлением производных различных стадий гипергенного преобразования первичных руд [205,206]. В морфогенетическом отношении наиболее крупные проявления вторичного оруденения составляют объемные зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения, тогда как обособленные его проявления в тектонических и скрытых частях рудной зоны следует относить к ореолам линейного типа.

Зона окисления наибольшим развитием пользуется на Захаровском месторождении, где она представлена тремя изолированными участками, приуроченными к вскрытым частям рудной залежи. На Степном и Рубцовском месторождениях она фиксирует единичные выходы рудных залежей на древний эрозионный срез. При максимальной глубине залегания 130 м суммарная мощность зоны окисления колеблется от 10-15 м на флангах до 50-55 м в центральной ее части. При сопоставлении частных ее разрезов установлено, что ее строение обладает зональностью 2-го порядка, показанной на рис.1. Развитие на Степном месторождении нижней подзоны выщелачивания предопределено, как и на Крючковском, более резким понижением уровня грунтовых вод, чем на других месторождениях, расположенных от него на значительном удалении и на более низком гипсометрическом уровне. Поэтому на Степном месторождении основные разведанные запасы в зоне окисления должны оконтуриваться в виде изолированных рудных тел, тогда как на остальных они слагают отдельные блоки в восстающих частях рудных тел, сложенных сульфидными рудами.

Зона вторичного сульфидного обогащения развита неравномерно. Наиболее крупные ее проявления мощностью до 25 м приурочены к участкам Захаровского месторождения, на которых отсутствует подзона оксидного обогащения. В пределах Степного и Рубцовского месторождений она представлена небольшими линзообразными телами в местах наиболее глубокой гипергенной проработки рудной зоны. При наличии сравнительно четкой верхней границы раздела она связана постепенными взаимопереходами с зоной первичного оруденения через подзону смешанных руд. Типоморфной особенностью зоны является гипергенно-сульфидный профиль оруденения. На отдельных участках моносulfиды меди составляют основу плотных массивных рудных агрегатов, но чаще они слагают совместно с реликтами первичных сульфидов рыхлые землистые массы так называемых "сажистых" и глиноподобных руд. В подзоне смешанных руд вторичные сульфиды не образуют крупных выделений, а находятся в тонких структурных вза-

имоотношениях с замещаемыми ими гипогенными сульфидами. Типичные минералы зоны окисления пользуются ограниченным развитием в виде мелких включений и микропрожилков в полисульфидном агрегате. Положение зоны в разрезе вторичной зональности и особенности ее состава являются основанием для отнесения сосредоточенных в ней запасов руд к сульфидному типу, а не к окисленным рудам, как это сделано при разведке месторождений.

Ореолы вторичного оруденения пользуются наибольшим распространением на Захаровском и Рубцовском месторождениях в участках рудной зоны, расположенных ниже общей границы распространения гипергенных преобразований. При небольшой мощности, четких контактах с вмещающими породами и первичным оруденением в морфологическом отношении они представляют собой карманообразные тела, которые структурно приурочены к пострудным зонам трещиноватости, дробления, связанным с областью циркуляции грунтовых вод.

Особенности строения и состава ореолов свидетельствуют о наличии пространственно-генетической связи их с зоной окисления, выражающейся в том, что гипергенные преобразования в их пределах предопределены проникновением минерализованных грунтовых вод вдоль швов тектонических нарушений на более глубокие горизонты. По составу оруденение ореолов представлено продуктами начальной и средней стадий окисления сульфидных руд: гипергенными сульфидами меди, смитсонитом, реже сульфатами меди и свинца.

Оценивая морфогенетические особенности оруденения в целом необходимо отметить, что по условиям залегания и текстурно-структурному облику минеральных агрегатов оно обладает многими чертами сходства с оруденением месторождений из других районов Рудного Алтая, для которых эпигенетический гидротермально-метасоматический способ рудоотложения не отрицается сторонниками вулканогенной и интрузивной генетических концепций.

Минералого-геохимические особенности разведанных запасов руд на месторождениях района являются еще более весомым аргументом того, что они не обладают формационной самостоятельностью, а представляют собой новые аналоги собственно-полиметаллического типа колчеданно-полиметаллической формации Рудного Алтая (по Д.И. Горжевскому и др., 1977). Подобно месторождениям-прототипам они характеризуются полиметаллическим профилем состава руд, однозначным соотношением разведанных запасов и средних содержаний металлов ($\text{Cu} < \text{Pb} < \text{Zn}$), подчиненной ролью дисульфидов железа, стандартным спектром элементов-примесей. Однако при общих чертах формационного сходства им свойственна индивидуальная изменчивость состава оруденения, отражающая общую направленность и интенсив-

ность процессов рудообразования, в частности, невыдержанность минералого-геохимических связей ценных компонентов.

Сопоставительный анализ результатов опробования и минералогического картирования рудных зон месторождений показывает, что разведанные на них запасы руд, обладая близкими соотношениями средних содержаний меди, свинца и цинка (1:2-3.5:4.5-6) характеризуются изменчивостью состава более высокого порядка, чем на месторождениях-аналогах подформации. При рассмотрении поведения металлов через ряд линейно-объемных единиц подсчета запасов видно, что колебания суммарного содержания металлов в рудах не всегда определяется пропорциональным изменением каждого из них. Положение частных точек на диаграммах состава руд наглядно указывает на общую невыдержанность соотношения содержаний металлов в разведанных запасах (рис. 2). Рассчитанные коэффициенты вариации содержаний меди, свинца и цинка также свидетельствуют о неравномерном характере их распределения в рудах. Вместе с тем установлено, что изменчивость состава руд является вещественным отражением выявленной на месторождениях морфогенетической неоднородности в строении рудной зоны. Разнопорядковый характер изменчивости состава руд, наблюдаемый на уровне не только проб и рудных пересечений, но и подсчетных блоков и отдельных рудных тел, находится во взаимосвязи с морфогенетическими особенностями оруденения. В отличие от аналогов разведанные на месторождениях района запасы руд характеризуются изменчивостью рудной составляющей (ИРС) пяти порядков, каждый из которых отвечает определенным минералого-геохимическим связям основных рудообразующих компонентов. Руды I порядка ИРС представлены типичной для собственно- полиметаллической подформации минералого- геохимической ассоциацией и характеризуются выдержанностью количественных соотношений металлов и стабильностью минеральных форм их нахождения. Практически с уровня рудных пересечений в них независимо от суммарного содержания металлов наблюдается прямое соотношение содержаний меди, свинца и цинка (1:1.2-4.4:4-12). При значительных колебаниях содержаний металлов доля меди остается постоянной, тогда как при росте суммы металлов доля свинца возрастает с одновременным понижением относительного содержания цинка. В целом рудам свойственна прямая корреляционная связь между металлами. Установлено, что для рудных тел, представляющих отдельные части рудных залежей, характерны наиболее высокие коэффициенты корреляции, а самые низкие - для рудных тел, оконтуренных на основе ореолов прожилкового оруденения. Выявленная эмпирически закономерность в поведении металлов отражает генетические различия в формировании рудных агрегатов метасоматического и прожилкового оруденения.

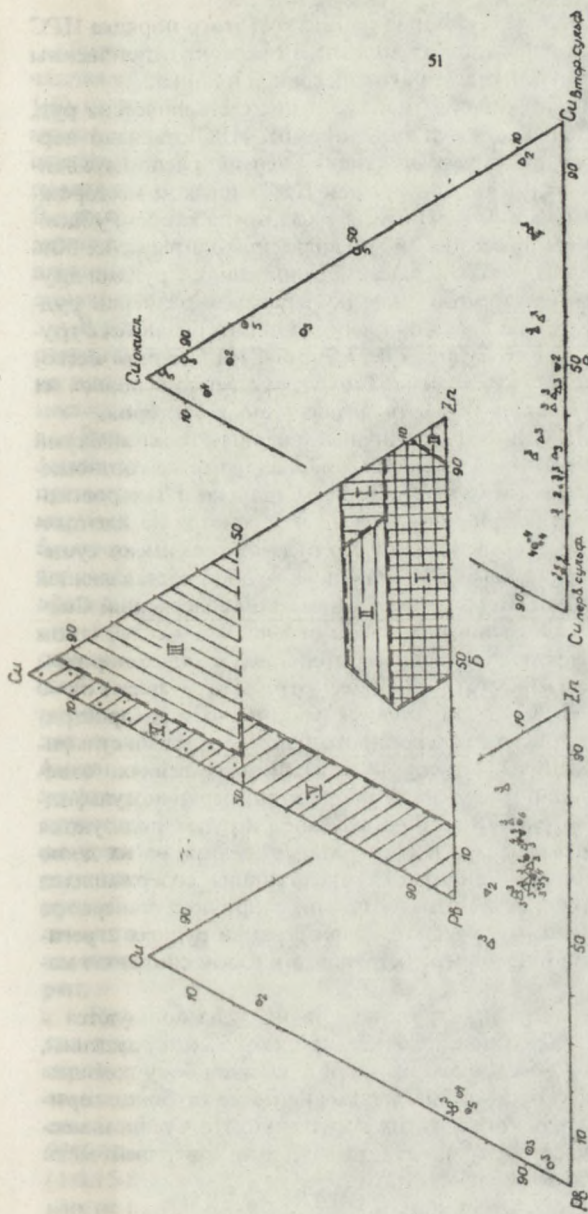


Рис. 2. Динамика вещественного состава руд мастообразующей Рузцовского рудного района (по данным подсчёта результатов обработки и фазового анализа раздвиги, малобольшини и темологическим проб).

А — соотношение разбавленных хвостов и средних содержащих металлов в руде; несоруженный рудного района и их эквивалент. Первичный — среднее по месторождению; — технологические и плавильные пробы. Спешинин: — среднее по песторуженно; — технологические и плавильные пробы. Окисленные: — среднее по песторуженно; — технологические пробы.

Б - поля соотношения содержания металлов в рядах I-IV порядков ИРС и технологических тула и сортах.

-пердино-сульфидные подтиталлические

А Б - основные педно-свинцовые (А) и свинцово-педные (Б) руд.

I-IV - порядки изменчивости рудной составляющей руд.

Месторождения: 1-Талодское, 2-Войчобовское, 3-Земаровское, 4-Степное, 5-Кривичинское, 6-Юбилейное

Второй типоморфной особенностью состава руд этого порядка ИРС является то, что только халькопирит, галенит и сфалерит ответственны за разведанные запасы соответственно меди, свинца и цинка.

Исходя из общих принципов типизации полиметаллических руд, минералогические особенности руд этого порядка ИРС отвечают первично-сульфидному технологическому типу. Степень распространения их на месторождениях неравнозначна. На Таловском месторождении ими представлены все разведанные запасы, тогда как на Рубцовском и Захаровском месторождениях на их долю приходится менее 50% и при этом они находятся в сложных взаимоотношениях с рудами другого качества. Слагая нацело небольшие по запасам и размерам рудные тела, в основных рудных телах они нередко оконтуриваются с трудом даже в пределах одного рудного пересечения. На Степном месторождении они составляют 90% запасов, а пространственно основная их масса размещается за границами действия гипергенных факторов.

Руды 2 порядка ИРС имеют идентичный с первым геохимический профиль состава. Для основной их массы свойственны те же соотношения металлов и только на локальных участках Степного и Захаровского месторождений в них повышается доля меди. Несмотря на идентичное поведение металлов с вышеописанными рудами, они имеют существенные различия в минеральных ассоциациях рудной составляющей и отчасти жильной массы. При прямом соотношении содержаний $Cu < Pb < Zn = 1:1.5-2:3.5-7$, колебаниях их суммы от 5 до 30% и сульфидном профиле состава в этих рудах установлено, что наряду с халькопиритом медь проявляется в виде моносльфидов, доля которых составляет от 40 до 70 отн.%. В объеме руды они пользуются равномерным распространением и находятся не только с халькопиритом, но и с другими сульфидами в сложных и тонких структурных взаимоотношениях, отвечающих начальной стадии гипергенной проработки первичносульфидных агрегатов. Более ограниченным проявлением в рудах пользуются производные окисления галенита и сфалерита. В среднем на их долю приходится не более 10 отн. % цинка и 15 отн. % свинца, содержащихся в руде. Однако в совокупности именно развитие вторичных минералов способствовало на локальных участках дезинтеграции рудных агрегатов вплоть до саже-глиноподобного состояния, а в целом снижению качества руд.

Наиболее широким распространением такие руды пользуются в контурах рудных залежей Рубцовского и Захаровского месторождений, где они локализируются в восстающей их части в лежащем боку подзоны вторичного сульфидного обогащения, а также на более глубоких горизонтах в местах проявления пострудных нарушений. На Степном месторождении они проявились ограниченно и локально в верхней части рудной залежи центрального блока.

Руды 3 порядка ИРС имеют также полисульфидный состав, но отличаются обратным соотношением содержаний меди, свинца и цинка (10:1:3), низким содержанием пирита, а главное, нахождением меди в виде моносulfидов. На их долю приходится более 80 отн.% меди, и они составляют основу сульфидного агрегата, в котором другие сульфиды представлены многочисленными мелкими и ксеноморфными реликтами. В целом профиль их состава является типоморфным для сульфидных ассоциаций подзоны вторичного сульфидного обогащения. Установленные в них повышенные содержания серебра обусловлены присутствием собственной минеральной фазы - аргентита.

В общем балансе разведанных запасов руды этого порядка играют резко подчиненную роль, но пространственно размещаются выдержанно вдоль нижней границы зоны окисления Степного и Захаровского месторождений.

Руды 4 порядка ИРС характеризуются практически цинковым профилем состава. Содержание цинка в отдельных рудных пересечениях превышает содержание меди и свинца на порядок независимо от суммарного содержания металлов (рис.2). Другой отличительной их особенностью является то, что основу рудных ассоциаций в них составляют карбонаты цинка. На их долю приходится до 80% цинка, тогда как сфалерит находится на уровне галенита и халькопирита, полностью определяющих поведение в рудах свинца и меди. Структурные взаимоотношения их с сульфидами неоднозначны и показывают, что входящий в сульфидно-карбонатную ассоциацию монгеймит развивался в результате прямого замещения сфалерита, тогда как присутствие в рудах смитсонита обусловлено привнесом цинка из зоны окисления и фиксацией его карбонатами гидротермалитов. Пространственно руды такого состава проявляются только в линейных ореолах вторичного оруденения. Наряду с этим, в центральной части Захаровского месторождения подобного состава руды размещаются на более глубоких горизонтах, слагая ореол прожилкового оруденения на выклинивании рудной зоны. При общем сходстве с вышеописанными рудами они отличаются тем, что нацело сложены гипогенной сульфидно-карбонатной ассоциацией, в которой более 70 отн.% цинка приходится на цинксидерит.

Руды 5 порядка ИРС кардинально отличаются от состава руд других порядков и в генетическом отношении отвечают коренной перестройке гипогенных минералого-геохимических связей металлов. Представленные ими разведанные запасы имеют биметальный профиль состава, predetermined тем, что доля меди и свинца в них составляет 90% с колебанием соотношения их содержаний в широких пределах (1:0.15-8.5 при их сумме 10%). Установлено, что содержание цинка в них не превышает 1.5%, а в целом его доля составляет не более 10% не-

зависимо от суммарного содержания и соотношения содержаний металлов ($\text{Cu:Pb:Zn}=1:0.15-8.5:0.05-0.1$) в частных рудных пересечениях.

Еще более контрастно руды этого порядка отличаются по разнообразию минеральных форм нахождения металлов. Ведущие рудные ассоциации представлены кислородсодержащими минералами, на долю которых приходится более 95% запасов металлов. Входящие в состав рудных агрегатов сульфиды последних составляют менее 1% и проявляются крайне неравномерно в виде мелких реликтов. Наиболее разнообразна минералогия меди, представленная минералами четырех классов. Установлена зависимость между ее содержанием и минеральными формами. На участках со свинцовым уклоном руд ведущими ее минералами являются малахит и азурит, а в рудах, обогащенных медью, в ассоциации с ними находятся куприт, самородная медь, халькозин, редко тенорит. Из минералов свинца наибольшим распространением пользуется церуссит, с которым ассоциируют англезит и реликты галенита. Особо следует отметить присутствие в рудах этого порядка пломбоярозита, а на Захаровском месторождении еще и осаризаванта, которые на отдельных участках связывают до 1.5% из содержащихся в руде 20% свинца и заведомо определяют его потери с отвальными хвостами обогащения.

Из минералов цинка в рудах установлены смитсонит, монгеймит и реликтовый сфалерит, которые при широком распространении находятся в содержаниях (<1.0%), не представляющих промышленного интереса. Характер структурных взаимоотношений минералов в рудах указывает на то, что формирование рудных агрегатов в них происходило как путем свободной кристаллизации в открытых объемах, так и в результате замещения гтпогенных минералов в обстановке зоны окисления. Наибольшее распространение руды этого порядка получили на Захаровском и Степном месторождениях, где они морфогенетически отвечают подзонам карбонатных руд и оксидного обогащения. На Рубцовском месторождении они проявились ограниченно в виде небольших линзообразных тел в лежащем боку нижней подзоны выщелачивания.

Характерной особенностью состава руд является относительно высокая комплексность в связи с присутствием в них попутных ценных компонентов 2 группы: пирита и барита, а из 3 группы - целого спектра элементов (Ag, Au, Cd, Bi, Se, Te, Ge, Ga, In, Tl, As, Sb). Однако при рассмотрении их минералого-геохимических связей с основными компонентами руд установлено, что они пользуются неравномерным распределением и только часть из них находится в концентрациях промышленного уровня. Пирит, как и на месторождениях-аналогах, входит в состав почти всех рудных ассоциаций, но образует только в рудах 1 и 2 порядка ИПС концентрации, позволяющие извлекать его кон-

центрат. Барит отмечается в рудах всех месторождений, но только на Степном месторождении он достигает промышленных содержаний.

Ценные компоненты 3 группы в рудах 1 и 2 порядков ИРС почти нацело представлены в виде изоморфной или тонкодисперсной примеси в рудообразующих сульфидах, с суммарным содержанием которых они находятся в прямых корреляционных связях. Установлено, что основная масса элементов не имеет определенных минералов-носителей, а неравномерно распределяется между ними. Только кадмий в рудах всех месторождений имеет высокие коэффициенты корреляции со сфалеритом (до 0.96), тогда как Ag, Au, Bi, Se, Te находятся в неоднозначных связях с халькопиритом, галенитом, меньше с пиритом и сфалеритом. Соответственно, в процессе обогащения руды при высоком сквозном извлечении они будут переходить в разноименные концентраты, а их потери будут определяться содержанием основных сульфидов в отвальных хвостах.

В рудах 3 порядка ИРС в целом сохраняется тот же уровень содержаний и форм нахождения попутных ценных компонентов, за исключением серебра, которое находясь в связях с реликтами первичных сульфидов, проявляется также в виде аргентита и самородных выделений. Появление последних является одним из типоморфных признаков принадлежности руд к производным вторичного сульфидного обогащения.

Характерно, что в рудах окисдно-карбонатного состава попутные ценные компоненты хотя и образуют более высокие концентрации, чем в сульфидных рудах (кроме кадмия), но находятся в иных минералогеохимических связях с основными компонентами. Так, снижение содержания в них кадмия на порядок и выше закономерно и отражает тесную геохимическую связь его с цинком в гипергенных условиях. Большая часть других элементов проявляется в виде собственных минералов, типоморфных для зоны окисления комплексных полисульфидных руд. Однако в технологическом плане только самородное серебро и золото будут переходить в товарные концентраты, тогда как основная масса минералов других элементов, обладающих отличными от главных рудных минералов флотационными свойствами, будет концентрироваться в отвальных хвостах обогащения. В этой связи следует подчеркнуть, что при подсчете общего баланса запасов попутных компонентов в рудах месторождений должна быть введена соответствующая корректировка. В принципе, извлечение их из отвальных хвостов возможно по более сложной технологической схеме и при условии роста технико-экономических показателей обогащения руд.

Что касается генезиса месторождений, то имеющийся фактический материал не даст однозначного ответа на узловые и дискуссионные вопросы о связи оруденения с магматизмом и его возрасте. С одной стороны, как и в других рудных районах, общегеологические факты (гео-

лого-структурное положение месторождений, условия залегания и морфология рудных зон) указывают на наличие, по меньшей мере, парагенетической связи оруденения с девонским вулканизмом [233]. Вместе с тем имеются факты, которые не объяснимы с позиций вулканогенной концепции: проявление оруденения в верхнедевонских субвулканических кварцевых порфирах, присутствие даек диабазовых порфиритов на Степном месторождении и скарнов с магнетитовой минерализацией в экзоконтакте гранитоидного массива Змеиногорского комплекса. В смежном Березовогорском рудном поле бесспорно установлены прямые возрастные взаимоотношения между этими образованиями, свидетельствующие о том, что полиметаллические руды являются наложенными на скарны и секущие их диабазовые дайки.

Все эти факты в совокупности являются объективным подтверждением точки зрения о полигенной природе месторождений Рудного Алтая. Однако при этом нельзя считать обоснованной попытку отнесения месторождений рудного района к разным генетическим подгруппам: моногенное Рубцовское и полигенные Степное и Таловское месторождения. Как было показано выше, на каждом из них гидротермалиты и основная масса руд являются типичными гидротермально-метасоматическими образованиями. Присутствующие в рудной зоне Степного и Таловского месторождений, рудные жилы не имеют генетической и возрастной самостоятельности, а являются производными единого непрерывно-прерывистого гидротермального процесса и отражают влияние на его направленность более анизотропной внешней среды, чем на Рубцовском месторождении.

Других, более характерных признаков генетического различия месторождений рудного района не установлено. Поэтому при отсутствии необходимой фактической основы подобные выводы не снижают дискуссионности проблем генезиса и возраста оруденения и не содействуют построению геолого-металлогенической модели и прогнозной оценки перспектив данного рудного района.

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ АКТИВИЗИРОВАННЫХ БЛОКОВ ДОКЕМБРИЯ

С.И.Коноваленко, Е.Л.Карепин,
Н.А.Сазонтова

Бурные дискуссии 50-70^х годов текущего столетия, посвященные генезису гранитных пегматитов и их рудоносности, заметно продвинули исследователей в понимании данных образований, не потерявших своего практического значения в качестве источника редких металлов, слюды, полевого шпата, пьезокварца, ювелирного и коллекционного сырья. Это были годы детальной разведки многих отечественных пегматитовых месторождений на Кольском полуострове и Урале, в Туве и Восточном Саяне, Забайкалье и Мамско-Чуйской провинции. Столь же интенсивно геологами изучались и зарубежные пегматитовые поля в Канаде, США, Бразилии, Африке, Монголии, Китае. Именно в это время в поле зрения исследователей попала крупнейшая на земном шаре пегматитовая провинция Высокой Азии. Параллельно с полевыми работами активно развивалось экспериментальное направление, восстанавливающее с помощью методов термобарогеохимии ход процессов пегматитообразования. Крупнейшим достижением указанного периода следует считать всеобщее признание факта гетерогенности группы гранитных пегматитов, которые в зависимости от глубины своего формирования будут кардинально менять все присущие им характерные черты, начиная от способа появления пегматитового расплава и кончая металлогенической специализацией.

По общим геологическим условиям становления и комплексу присущих им особенностей было выделено четыре формационных типа пегматитов или четыре пегматитовых формации - малоглубинная формация хрусталеносных пегматитов, среднеглубинная формация редкометалльных пегматитов, глубинная формация слюдоносных пегматитов и керамическая безрудная формация весьма больших глубин [28]. Пегматиты разных формаций в общем случае пространственно разобщены и не встречаются на одном эрозионном срезе. Исключение составляют активизированные блоки докембрия в пределах фанерозойских складчатых зон, а также краевые участки древних платформ и щитов. В таких структурах в силу растянутости здесь по времени процессов гранитообразования оказываются совмещенными на одном гипсометрическом уровне пегматиты различных по глубине формаций. При этом главная масса пегматитов внутри докембрийских блоков, как правило, непосредственно связана с процессами их активизации.

Изучение наиболее важных в практическом отношении редкометалльных пегматитов в пределах толщ пластичных осадочных пород

привело исследователей к выводу о существовании на земном шаре двух типов редкометалльных пегматитовых поясов-геосинклинальных и поясов зон активизации, которые оказываются весьма разными по присущим им особенностям [184]. В частности, для первых характерна хорошо выраженная пространственная зональность, сочетающаяся со столь же хорошей внутрижилльной зональностью. Зональные пегматиты геосинклинальных поясов являются основным источником рудоразборного редкометалльного сырья. Впрочем, запасы таких месторождений обычно невелики. Пегматиты зон активизации формируются в крайне неспокойной тектонической обстановке со всеми вытекающими отсюда последствиями. Они незональные или очень слабозональные, содержат мелковкрапленные руды, однако часто весьма велики по масштабу.

Как показали дальнейшие исследования, пегматиты зон активизации слагают крупнейшие на земном шаре металлогенические структуры. Так в северном обрамлении Индостанского щита был выделен Южно-Азиатский (Гималайский) пегматитовый мегапояс, основу которого составили альпийские редкометалльные пегматиты, генетически связанные с молодыми коллизийными стресс-гранитами [181,187]. Кроме гранитов на размещение пегматитов в пределах пояса, решающее влияние оказывают грабен-синклинальные структуры, развивающиеся над узкими шовными зонами разломов фундамента среди толщ верхнего структурного этажа [14]. Именно в них концентрируется основная масса редкометалльных пегматитов. Масштаб таких грабен-синклинальных структур определяет масштаб заключенных в них пегматитовых полей и поясов. Внутри грабен-синклиналей размещение пегматитов контролируют ослабленные тектонические зоны, крутопадающие и субсогласные в прибортовых частях структур, умеренных и крутых углов падения - в промежуточных и субгоризонтальные - в центральных [15]. Пространственная ориентировка ослабленных тектонических зон определяет не только морфологию выполняющих их пегматитов, но и их металлогеническую специализацию, а, следовательно, и промышленное значение тел [14]. Так, крутопадающие плитообразные тела пегматитов в прибортовых частях грабен-синклиналей представляет альбит-сподуменовый тип, пологозалегающие плитообразные тела центральных участков структур-альбитизированные микроклиновые и альбитовые пегматиты и, наконец, в промежуточных зонах встречаются мелкие линзовидные тела самых различных по составу пегматитов. Выделяемые структурно-морфологические типы жильных зон, как правило, не встречаются обособленно, а образуют единую систему. Последнее обстоятельство имеет очень важное значение для целей прогнозирования [15].

Последующий анализ геологических материалов показал, что установленные на примере Гималайского мегапояса закономерности в размещении редкометалльных пегматитов, связанных с процессами активизации древних блоков, носят универсальный характер и одинаково проявляются во всех жестких докембрийских структурах независимо от времени их активизации [131,132,135,136]. Это позволяет считать альбит-сподуменовый тип жильных зон, наиболее распространенный в таких структурах, в качестве индикаторного для областей тектоно-магматической активизации.

Изучение активизированных блоков докембрия заставило выделить для них еще две типичных группы пегматитов, свойственных в первую очередь данным структурам. Это пегматиты весьма больших глубин, связанные с процессами метаморфизма и гранитизации пород фундамента, и малоглубинные жилы периода поздней активизации, несущие многочисленные мелкие пустоты остаточной кристаллизации с ювелирными по качеству выделениями минералов [122].

Исследования показывают, что первые из них, т.е. глубинные пегматиты, во многом формируются по типу открытых систем. По этой причине их минеральный состав оказывается в значительной степени зависис от химизма вмещающих пород и термодинамических параметров метаморфизма. Особенно экзотические пегматиты среди жил глубинной формации возникают тогда, когда на пегматиты и вмещающие их существенно отличные по составу от жил породы, накладываются поздние метаморфогенные растворы, вызывающие метасоматическое преобразование и жил, и вмещающих пород. Именно таким путем образуются детально изученные на Юго-Западном Памире десицированные корундосодержащие пегматиты [186,185, 188,189].

Анализ литературных источников подтверждает, что такого рода жилы типичны и для других докембрийских выступов Гималайского мегапояса. Они встречаются в Афганистане, Пакистане, Индии, Бирме и в ряде случаев имеют важное практическое значение, являясь, как, например, жилы Сумджам в Кашмире, источником прекрасных по качеству сапфиров. В сходных геологических ситуациях подобные жилы реализуются и в других областях активизации (Мадагаскар, Танзания, Шри-Ланка).

Глубинные десицированные жилы несут черты, свойственные типичным метасоматитам. Они отчетливо зональны, обнаруживают признаки явного замещения одних минералов другими, неравномерно изменены по простиранию и по падению. Образованы жилы в две стадии. В первую, магматическую возникли обычные плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые пегматиты, во вторую, метасоматическую они были преобразованы в десицированные плагиоклазиты с дравитом, корундом и флогопитом. Одновременно появились и контакто-

вые оторочки. Процесс носил характер диффузионно-инфильтрационного метасоматоза и протекал под воздействием на пегматиты и вмещающие их форстериты (кальцифиры) высокотемпературных (500-600°C) гидротермальных растворов, порожденных метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации [188].

Второй, очень типичной для активизированных блоков докембрия группой пегматитовых жил, как показали работы на Юго-Западном Памире, являются малоглубинные жилы с мелкими полостями остаточной кристаллизации. Они не обнаруживают непосредственной пространственной связи с молодыми альпийскими стресс-гранитами, но в то же время, несомненно, являются продуктами последней тектономагматической активизации. Для жил характерны мелкие размеры, резкосекущее положение относительно вмещающих пород, отсутствие экзо- и эндоконтактных изменений. Внутреннее строение пегматитов нечетко зональное. Краевая оторочка имеет гранитную структуру и сложена мелкозернистым кварц-олигоклаз-ортоклазовым пегматитом. Далее к центру обычно появляются участки графической и неяснографической структуры, переходящие в осевой части в кварц-олигоклаз-ортоклазовый или кварц-ортоклазовый пегматит. Иногда выделяется самостоятельная ортоклазовая зона. Кварцевое ядро отсутствует. Миаролы тяготеют к осевым частям жил, но нередко приурочены и к промежуточным зонам. По генезису они относятся к сингенетическим пустотам остаточной кристаллизации с непроявленным или слабо проявленным околополостным автометасоматозом [121,105].

Исследование газово-жидких включений показывает, что кристаллизация расплава в жилах заканчивалась при температуре, близкой к 500°C, а температура образования большинства минералов из миарол приходится на интервал 385-330°C, когда в полостях происходило вскипание остаточного флюида с обособлением от гидротермального раствора самостоятельной газовой фазы. Менее интенсивные процессы минералообразования протекали в низкотемпературных условиях [13].

Матрицу этих пегматитов составляет кварц-полевошпатовый агрегат, в котором относительно постоянным является только содержание кварца (25-30%). Соотношение K-Na- и Na-Ca-полевых шпатов меняется в зависимости от типа пегматитов в пользу ортоклаза (в существенно калишпатовых жилах) или альбит-олигоклаза (в существенно плагиоклазовых и двуполевошпатовых пегматитах). Кроме этого краевые оторочки всех типов жил обогащены плагиоклазом, а ортоклаз обычно доминирует во внутренних зонах. Упорядоченный калиевый полевой шпат в целом не характерен и появляется в жилах только в связи с поздними автометасоматическими процессами. С последними связана также слабая околополостная альбитизация и образование боль-

шей части аксессуарных минералов. Они тяготеют либо к самым миароловым пустотам, либо к их непосредственному обрамлению. Набор аксессуарных минералов очень обширен. Он включает топаз, берилл, лепидолит, полихромный турмалин, поллукит, еремеевит, гамбергит, спессартин, колумбит, микролит, воджинит, иксиолит, тетравикманит и др. Многие минералы образуют в миароловых пустотах прекрасные кристаллы коллекционного и ювелирного качества. Следует однако подчеркнуть, что несмотря на такое большое разнообразие аксессуарной редкометалльной минерализации содержания редких элементов в пегматитах являются очень низкими, околосларковыми и концентрация их повышается только вблизи миарол или в них самих [123, 105].

Изученные жилы по своему происхождению, геологическому положению, строению, составу и металлогенической специализации настолько специфичны, что, несомненно, заслуживают выделения в качестве самостоятельной формации гранитных пегматитов, промежуточных по глубине формирования между глубинными хрусталеносными жилами и среднетлубинными редкометалльными пегматитами. По постоянному присутствию в этих жилах мелких миароловых сингенетических пустот остаточной кристаллизации они названы пегматитами миароловой формации [13, 122].

Как показывает анализ геологических материалов, миароловые пегматиты весьма типичны для всех активизированных докембрийских блоков в пределах Гималайского мегапояса. Кроме Юго-Западного Памира они известны среди гранитизированных гнейсов и мраморов Афганистана, Пакистана, Индии, Непала и Бирмы. Аналогичную геологическую позицию занимают миароловые пегматиты и других регионов - Мадагаскара, Урала, Забайкалья.

Исключительная продуктивность активизированных блоков докембрия в отношении гранитных пегматитов, несомненно, обусловлена сложной и длительной историей их развития, протекавшего на фоне неоднократного гранитообразования. Ранние генерации пегматитов в таких структурах тесно связаны с метаморфизмом и гранитизацией пород фундамента и представлены, главным образом, глубинными формациями пегматитов - керамической и сподоносной. Очень часто в силу полициклического характера метаморфизма, эти жилы несут следы позднейшей метасоматической переработки наложенными гидротермальными растворами метаморфогенной природы.

Поздние генерации пегматитов относятся уже к процессам активизации докембрийских блоков. Они представлены, в первую очередь, средне- и малоглубинными формациями пегматитов - редкометалльной и миароловой. Размещение указанных жил контролируют не складчатые структуры, как в случае ранних пегматитов, а разрывные нарушения разных порядков. Это во многом затушевывает существующую

связь между материнскими гранитами и пегматитами. Та же причина лежит в основе нарушения принципа изофациальности, когда оказывается, что термодинамический режим становления жил не соответствует параметрам метаморфизма вмещающих их пород. Индикаторными для зон активизации жестких блоков докембрия выступают альбит-сподуменовый тип редкометалльных пегматитов и малоглубинные миароловые жилы. Последние выделяются в качестве самостоятельной пегматитовой формации, промежуточной по минерало-геохимическим особенностям и условиям образования между малоглубинными внутригранитными хрусталеносными пегматитами и среднеглубинными редкометалльными.

Во многих районах пегматиты периода активизации определяют практическую значимость пегматитовых провинций. Именно они образуют наиболее протяженные (трансконтинентальные) редкометалльные пегматитовые мегапояса, а также самые крупные и богатые на Земле провинции пегматитов с драгоценными камнями.

Необходимо однако заметить, что в зонах активизации платформ, кроме малоглубинных миароловых пегматитов, драгоценные камни, причем в гораздо больших количествах, часто содержат и среднеглубинные редкометалльные жилы (Бразилия, Намибия, Мозамбик, Мадагаскар, Афганистан, США). Полости с кристаллами минералов ювелирного качества обнаруживают те из них, формирование которых протекало в относительно стабильных условиях внутри жестких слабо нарушенных блоков. В таких редкометалльных жилах, в отличие от миароловых пегматитов, пустоты с драгоценными камнями имеют явно вторичный, наложенный характер. Они связаны с процессами выщелачивания и пересотложения вещества, регенерации и облагораживания ранее выделенных минералов. Размеры полостей крупные, морфология их неправильная. Нередко они пересекают сразу несколько структурных зон жил, не меняя характера присущей им минерализации. Типоморфными минералами пустот являются цветные и полихромные турмалины, воробьевит, поллуцит, амблигонит и другие фосфаты, а также прозрачные кристаллы ювелирного сподумена желтого, зеленого, голубого, розового, лилового и фиолетового цвета [185]. Следует подчеркнуть, что за исключением турмалина, указанные минералы для типичных миароловых жил не характерны. Все перечисленные выше не позволяет отождествлять редкометалльные пегматиты, содержащие драгоценные камни, с миароловыми жилами, хотя те и другие, несомненно, являются индикаторами процессов активизации древних блоков.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И ЕГО ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

С.И.Коноваленко, М.Д.Бабанский,
Н.Н.Борозновская, Ю.В.Индукаев,
Г.Б.Князев, В.Г.Родыгина,
А.Д.Строителей

Исследование минерального вещества рудных месторождений самого разного генетического типа оставалось приоритетным направлением в работе сотрудников кафедры с момента ее возникновения. При этом в подавляющем большинстве случаев в ходе таких исследований решались две главные задачи: как возникли те или иные минеральные парагенезисы и как они связаны с рудными объектами. Особенно часто рассматривалась вторая задача. Практическая направленность минералогических работ кафедры становится очевидной даже при беглом знакомстве с перечнем публикаций сотрудников [16,35,38,41,49,68,80 и др.]. В этом нет ничего удивительного, поскольку сама минералогия, являясь, бесспорно, фундаментальной дисциплиной наук геологического цикла, на протяжении всей своей многовековой истории тоже во многом была нацелена на решение практических задач обеспечения минеральным сырьем потребностей развивающегося человеческого общества. Именно по этой причине в рамках минералогии очень рано выделилась и стала развиваться в качестве самостоятельного направления поисковая минералогия, целиком ориентированная на выявление месторождений минерального сырья. Накапливая и обобщая минералогическую информацию, поколения и поколения рудознатцев, а затем и ученых - исследователей расширяли фундамент этой дисциплины.

Время основополагающих обобщений наступило в XIX веке, когда усилиями сначала русского минералога В.М.Севергина, а затем представителя Фрейберской горной школы в Германии А.Брейтгаупта было сформулировано понятие парагенезиса минералов - закономерно возникающей в ходе единого геологического процесса минеральной ассоциации.

Двадцатый век перевел развивающуюся минералогию с качественного уровня исследований на количественный. В основе этого поворота лежали революционные достижения физики, химии, математики. Особенно большое значение имело, да и имеет до сих пор, внедрение в минералогия новых физических методов изучения минерального вещества.

В самом начале XX века с легкой руки выдающегося австрийского минералога и петрографа Ф.Бекке в минералогическую литературу вошло понятие "типоморфного минерала". Первоначально использованное для выделения характерных ассоциаций минералов разных зон

регионального метаморфизма оно очень быстро было трансформировано в понятие, определяющее связь между теми или иными особенностями минерала и условиями его образования. Изучением этих типоморфных особенностей минералов занялись очень многие исследователи (В.М.Гольдшмидт, У.Груберман, Г.Шнейдерхен, П.Рамдор, В.И.Вернадский и др.). Поэтому за сравнительно короткий промежуток времени (примерно к 30-тым годам) в недрах минералогии оформилось как самостоятельное направление учение о типоморфизме минералов. Ключевой фигурой, стоявшей у истоков учения, был выдающийся минералог и геохимик России А.Е.Ферсман. В своей классической монографии, посвященной гранитным пегматитам [229], он в законченном виде сформулировал основные положения учения о типоморфизме минералов и на примере этих же пегматитов, детально рассмотрев типоморфизм нескольких десятков минеральных видов жил, блестяще продемонстрировал, как типоморфные особенности минералов связаны с условиями их образования, как они соответствуют определенным стадиям (геофазам) процесса и какое практическое значение для поисков и оценки пегматитов они имеют. Несколько позднее в книге "Минералогические и геохимические методы поисков полезных ископаемых" он еще раз специально вернулся к рассмотрению поискового значения типоморфных особенностей рудных и сопутствующих им минералов [228].

Прошедшие десятилетия, безусловно, расширили трактовку понятия типоморфизма минералов, распространив его на тонкие особенности кристаллической структуры, морфологию индивидов и агрегатов, элементы-примеси, люминесценцию и т.д. Вместе с тем классическое определение понятия и типоморфного минерала, и типоморфного признака, данное А.Е.Ферсманом, полностью соответствует нашим современным представлениям.

Под типоморфизмом минералов сегодня понимают "способность реальных минеральных индивидов, агрегатов и ассоциаций отражать в характерных особенностях своего состава, морфологии, структурно-текстурного облика, кристаллического строения, кристаллохимии, физических свойств, микровключений, продуктов изменения различные геологические и физико-химические условия, в которых протекали процессы минералообразования и последующее существование минералов в природе" [А.И.Гинзбург, 1989].

Следует однако иметь в виду, что само понятие минерала в последние годы претерпело существенные изменения. Это связано, образно говоря, с переходом минералогических исследований с макроуровня, типичного для начала и середины XX века, на микроуровень, когда предметом изучения стали области кристаллов размером порядка первых сотен ангстрем или даже меньше. Столь же впечатляющим оказался

скачок в повышении порога обнаружения элементов с первых сотых и тысячных долей процента до величин многократно меньше природных кларков (10^{-6} - $10^{-8}\%$). Благодаря внедрению новых физических методов исследования минералогии обрели как бы новое зрение и картина, которая открылась перед ними, была поистине удивительной. Оказалось, что реальные природные минералы весьма далеки от тех абстрактных идеализированных моделей, которые приписывались тому или иному минеральному виду, но именно эта микрогетерогенность и делает конкретные минеральные индивиды, а также их агрегаты генетически информативными, т.е. является базой развития учения о типоморфизме.

Подавляющее большинство природных минералов - это сложные полиминеральные системы, насыщенные субмикроскопическими включениями захваченных в процессе роста газов и жидкостей. Твердые минеральные микрофазы, присутствующие в матрице минерала-хозяина, очень часто формируют свои собственные микропарагенезисы, не обязательно совпадающие с наблюдаемым макропарагенезисом, но также имеющие типоморфное значение.

Изучение на микроуровне строения и состава природных химических соединений помогло лучше понять суть многих типоморфных особенностей минералов. Выяснилось, например, что минералогии излишне большое значение придавали явлениям изоморфизма. Во многих случаях так называемые "изоморфные примеси" оказались самостоятельными минеральными микрофазами в матрице минерала - хозяина. К ним относятся, в частности, десятки минералов редких элементов - рения, индия, таллия, теллура, платиноидов и других, открытых в последние годы с помощью локальных методов. Общее же количество минералов, обнаруженных на микроуровне исследований за последние тридцать лет, привело к удвоению известных в минералогии минеральных видов, что само по себе может рассматриваться как революционное свершение в этой науке. Что же касается изоморфизма, достаточно широко распространенного в природных минеральных сериях, то полнота его проявления, как сейчас установлено, определяется не только кристаллохимическими особенностями структуры, но и в значительной степени термодинамическими параметрами процессов минералообразования. По этой причине во многих ранее считавшихся непрерывными изоморфными сериями группах минералов, например, в плагноклазах, обнаружены явления разрыва смесимости.

Занимаясь изучением типохимии минералов, необходимо иметь в виду, что даже матричный состав минерального индивида не остается постоянным. Он меняется не только для минералов разных месторождений, но и для разных зон одного месторождения, разных генераций и даже одного индивида в процессе его роста. Особенно ярко это проявляется для видов, представляющих изоморфные ряды или серии. Пре-

красный пример в этом отношении дает полихромный турмалин мнатороловых пегматитов, начинающий рост кристаллов в качестве черного железистого шерла, переходящего затем последовательно в зеленый марганцовистый тсилазит и розовый литий - алюмининовый эльбаит [110]. Изменение химического состава минерала в данном случае сопровождается и изменением его окраски. Однако отнюдь не всегда вариации химизма выражены столь наглядно. Исследование тех же пегматитов показало, что изменение матричного состава индивидов в процессе роста - обычное явление для граната, слюды, тантало-ниобатов и многих других минералов [113, 134]. То же самое устанавливается и для минералов в объектах иного генетического типа.

Так, например, на Табратском железорудном месторождении, представляющем скарное амфибол-пироксен-магнетитовое оруденение, локализованное в габброидах, проявлена непрерывная изменчивость состава амфиболов от малоглиноземистой роговой обманки до сильно железистых и глиноземистых гастингситов с высоким содержанием калия. Этот нестандартный ряд изменчивости состава амфиболов имеет разрыв смесимости только в области низкой глиноземистости и отражает вариации химизма соответствующих минеральных видов в процессе роста.

Безусловно, вариации химизма минералообразующих расплавов или растворов сказываются не только на главных видообразующих компонентах, но и на элементах-примесях, а для минералов относительно постоянного состава - в первую очередь на них. Набор же элементов-примесей, определяемых в минералах, заметно расширился в последнее время, что связано в первую очередь с совершенствованием аналитических методов обнаружения. Среди фиксируемых элементов-примесей в минералах выделяются по крайней мере три группы. Первая, относительно ограниченная по набору, включает химически сходные элементы-примеси, которые и мигрируют, и осаждаются совместно с видообразующими компонентами, замещая их в узлах кристаллических построек. Это собственно изоморфные элементы - примеси, участвующие главным образом в изовалентных изоморфных замещениях. Они имеют наиболее важное типоморфное значение, отражая во многих случаях и генетический тип объекта, и его формационную принадлежность, и особенности строения, и стадийность образования. Примерами подобной группы элементов для пегматитов является триада K-Rb-Cs в калиевых полевых шпатах и слюдах или ассоциация Ti-Ta-Nb-Sn в тантало-ниобатах и слюдах.

Вторая группа элементов-примесей, гораздо более обширная по набору, включает геохимически родственные элементы, т.е. типичные для того или иного минералообразующего процесса. Эта ассоциация определяется как природой источника расплавов или растворов, так и

влиянием вмещающей среды. Причем, естественно, чем более открытой является система минералообразования, тем сильнее на составе расплавов или растворов сказывается влияние вмещающей среды. Однако даже в такой относительно закрытой минералообразующей системе, какой являются миароловые пегматиты, влияние вмещающей среды может проявиться столь сильно, что оно сказывается не только на элементах-примесях в минералах, но и на их видовом составе. Прекрасный пример этого - появление магнезиального турмалина (дравита) вместо обычного шерл - эльбаита в жилах, залегающих среди форстеритовых пород и магнезитовых кальцифиров на Юго-Западном Памире [185]. Одновременно в колумбите указанных жил железо замещается магнием в таких количествах, что это дает право отнести колумбит к самостоятельному минеральному виду - магноколумбиту [161]. Еще более впечатляющим является появление в миароловых жилах среди доломитовых и кальцитовых мраморов многочисленных кальциевых минералов - геландита, ортита, роговой обманки, данбурита [117]. В открытых минералообразующих системах, например, метасоматических, состав минеральных парагенезисов еще в большей степени определяется влиянием вмещающих пород [49,176,177]. Так, в контактово- метасоматических месторождениях железа Алтае-Саянской складчатой области скарны, развивающиеся по вмещающим основные интрузивы известково-терригенным породам с прослоями вулканитов, представлены пироксен-гранатовым парагенезисом с ограниченной ролью амфиболов, среди которых типичны малоглиноземистые разновидности. Если же развитие скарного процесса идет по самим габброидам на их контакте с известняками, то формируется практически безгранатовая пироксен-амфибол-магнетитовая ассоциация. Причем состав амфиболов оказывается высокоглиноземистым и высокожелезистым [69,75,76].

Возвращаясь к пегматитам, можно привести пример так называемых десилицированных жил, которые в свое время рассматривались как продукты гибридизации исходных пегматитовых расплавов [229], однако в свете более поздних детальных исследований представляются типичными метасоматитами, развивающимися под воздействием наложенных гидротермальных растворов метаморфогенной природы по обычным гранитным пегматитам, внедренным в резко отличную от них по химизму среду [186,188]. Естественно, отражая влияние вмещающих пород, а через это и специфику формирования минеральных объектов, необычные минеральные виды и в миароловых жилах, и в десилицированных выступают в качестве типоморфных минералов, имея не только генетическое значение, но и поисково-оценочное.

Геохимически родственные элементы-примеси второй группы для миароловых пегматитов Памира включают K, Na, Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, B, Mn, W, Y, TR. Часть из них формирует собственные микро-

минеральные фазы, другая рассеивается, участвуя в изовалентных и гетеровалентных замещениях, третья уходит во внеструктурные примеси или фиксируется в сингенетических включениях захваченной минералообразующей среды. Типоморфное значение данной группы элементов-примесей также достаточно значительно. Это касается и сквозных элементов, типичных для всех жил формации, т.е. указывающих на генетическую принадлежность объектов, и "гибридных", связанных с влиянием вмещающей среды, то есть отражающих особенности формирования. Столь же интересным и ценным с позиций типоморфизма является присутствие в данной группе "необычных" элементов, чье появление обусловлено геохимической специализацией провинции. Для миароловых пегматитов Юго-Западного Памира в роли такого типоморфного элемента выступает вольфрам. Примесь вольфрама, часто весьма существенная (до 5 - 15%) обнаружена во всех минералах тантала и ниобия миароловых жил. В них выделены вольфрамсодержащие разновидности колумбита, пироклора, стибноколумбита, иксиолита [113]. На поздних стадиях минерализации концентрация вольфрама в системе повышалась настолько, что кристаллизовался собственный минерал элемента - гюбнерит. Безусловно, типоморфное значение примеси вольфрама в минералах исключительно велико для опознания миаролового типа жил среди многих тысяч других пегматитов кристаллической толщи Памира.

Наконец, последняя третья группа элементов-примесей в минералах содержит случайные для них компоненты. Они появляются в связи с воздействием на объект поздних наложенных процессов самой разной природы. Набор таких элементов может быть очень широк и в общем случае он слабо контролируется какими-либо закономерностями, поскольку указанные элементы обычно не входят в узлы кристаллических решеток минеральных фаз, не участвуют в изоморфных замещениях и распределение их подчиняется зонам дислокаций, а также тектонической трещиноватости.

При изучении типохимизма минералов, как подчеркивалось, необходимо учитывать время и место выделения индивидов. Особо важное значение это приобретает на многостадийных месторождениях с большим размахом оруденения по вертикали. На таких объектах установлены очень большие вариации содержания элементов-примесей, которые в зависимости от их природы, возрастают или уменьшаются в минерале-хозяине в последовательно образующихся генерациях, а также от корневых к апикальным частям рудных тел или от центра месторождений к флангам. Это позволяет с большой эффективностью использовать типохимизм минералов для изучения зональности рудных месторождений [114,115,125], уровня их эрозионного среза [128], последовательности формирования минеральных парагенезисов [183]. Наиболее

информативными при таких исследованиях оказываются так называемые индикаторные соотношения пар элементов-примесей с полярно направленным изменением концентрации в ходе геологических процессов. Для пегматитов, в частности, такой индикаторной парой оказалось отношение $Ba : Rb$ в калиевых полевых шпатах. Оно позволяет весьма надежно оценивать и формационную принадлежность жил, и степень их дифференциации, и уровень среза [113,189]. Что же касается сравнения однотипных рудных объектов между собой, то оно может быть корректным только с учетом места и времени выделения сравниваемых минералов.

Излишне говорить, что проводить такое сравнение правомерно исключительно на базе химически или геохимически родственных элементов-примесей. Только в этом случае получаемые выводы будут достаточно надежны. В качестве убедительного примера можно привести изучение характера распределения и содержаний редких земель в апатитах метасоматических магнетитовых месторождений. Эти исследования выявили очень четкое отличие апатита месторождений, связанных с гранитоидными комплексами и субвулканическими телами кислого состава [67,95].

Форма присутствия тех или иных элементов в матрице минерала-хозяина не всегда очевидна, как неоднозначны и причины накопления в нем элементов-примесей. Например, для блокового калиевого полевого шпата сподуменовых пегматитов редкометалльной формации установлено заметное обогащение редкими щелочами, в первую очередь Rb и Cs , жил, залегающих среди пород, богатых основаниями (мраморов, амфиболитов, анортозитов), на фоне обеднения данными элементами калиевого полевого шпата жил, залегающих среди кварц-слюдистых сланцев [180]. Это можно интерпретировать разным объемом рассеивания редких щелочей, что в свою очередь связано с различной изоморфной емкостью минералов, формирующих указанные вмещающие породы. С другой стороны, в ходе этих исследований установлено заметное обогащение рубидием блокового калиевого полевого шпата сподуменовых жил докембрийского возраста относительно фанерозойских пегматитов. Удовлетворительного объяснения эта закономерность пока не получила.

В относительно закрытых минералообразующих системах, к которым в частности относятся средне- и малоглубинные гранитные пегматиты, эволюция химизма исходных расплавов-растворов протекает закономерно однонаправленно. Это дает возможность весьма эффективно использовать типохимические особенности сквозных минералов для расчленения процесса на отдельные фазы и стадии, что блестяще продемонстрировал еще А.Е.Ферсман. Накопленный за прошедшее время громадный фактический материал позволил значительно глубже дета-

лизировать это расчленение. Было подтверждено последовательное обогащение в ходе формирования пегматитов породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов Li, Be, Rb, Cs, Ta, Sn, Sb, B, F, иногда Bi и W. На отдельных стадиях процесса это приводит к появлению специфических типоморфных минералов. Не оспаривая вывода А.Е.Ферсмана о ведущем значении для практики типоморфизма отдельных свойств минералов, следует сказать, что и типоморфные минералы часто играют очень важную роль для оценки формационной принадлежности и продуктивности жил. Так, в качестве типоморфных минералов миароловых пегматитов в последние годы описаны спессартин, тсилазит - эльбаит, данбурит, еремеевит, гамбергит, тусионит [2, 119, 120, 134]. Многие из них считались редкими и ультраредкими видами, однако вывод об их типоморфности, сделанный на основании изучения первых находок в жилах Юго - Западного Памира, вскоре полностью подтвердился. В частности, гамбергит, известный до этого только в Норвегии и на Мадагаскаре, был обнаружен практически во всех провинциях миароловых пегматитов - на Восточном Памире, Урале, в Забайкалье, в Бразилии и Пакистане. В значительной степени это касается и спессартина, марганцовистого турмалина и тусионита.

Типоморфные минералы, конечно, свойственны не только закрытым минералообразующим системам. Отражая условия формирования любых природных объектов, они служат надежным минералогическим признаком их опознания. Например, в дисилицированных пегматитах Памира такими типоморфными минералами будут дравит, флогопит, корунд, шпинель, диаспор [186, 188], в метаморфогенных проявлениях рубина - фуксит, паргасит, графит, рутил и др. [109, 182]. В экзоконтактовых зонах Кня-Шалтырского массива Кузнецкого Алатау - мелилит, юанит, цеболит, везувин, титанавгиг, диопсид, волластонит [177]. Надежность опознания, безусловно, увеличивается, когда используется не единичный типоморфный минерал, а парагенная типоморфная минеральная ассоциация.

Так, для контактово-метасоматических месторождений железа характерна тесная связь магнетита с амфиболами. Состав амфиболов при этом зависит как от типа месторождений, так и от времени его выделения в скарнах и рудах. На месторождениях гидросиликатового ряда в рудах резко преобладает актинолит, замещающийся при скаполитизации высокожелезистой роговой обманкой и гастингситом. На стратиформных месторождениях известково-скарнового ряда магнетит ассоциирует с малоглиноземистой роговой обманкой. Высокожелезистые роговые обманки и гастингситы появляются лишь в участках интенсивного скарнирования и преимущественно в поздних скарновых рудах. Для собственно известково-скарновых месторождений пироксен- ам-

фибол-магнетитового минерального типа характерны высокожелезистая роговая обманка и гастингсит [53,66,68,97].

В целом ряде работ [35,83,93] были подробно охарактеризованы многие рудные парагенезисы месторождений Алтае-Саянской складчатой области и рассмотрены типоморфные свойства слагающих их минералов. Это касается таких минеральных ассоциаций как : скаполит+гастингсит+магнетит, скаполит+дашкесанит+магнетит (+ апатит или титанит), шеелит+гранат+альбит (или скаполит), магнетит+флогопит, ортит+магнетит+apatит и др. [49].

Довольно часто для минералов изоморфных рядов устанавливается зависимость между содержаниями в них тех или иных главных компонентов и РТ-условиями их образования. На этом основан, в частности, целый ряд геотермометров. Однако специализированные исследования с привлечением данных по синтезу указанных минералов в лабораторных условиях показали, что применение подобных геотермометров требует определенной осторожности. Например, обнаружено, что сфалеритовый геотермометр можно применять только при рассмотрении сухих систем. В гидротермальных условиях механизм вхождения железа в сфалерит находится в большой зависимости от pH среды формирования [4,211,212]. Экспериментально установлено, что независимо от содержания железа в исходной навеске железистость выращенных кристаллов сфалерита снижается с повышением pH гидротермального раствора при одной и той же температуре опытов $350 \pm 10^\circ\text{C}$.

И химическое, и основанное на выделении типоморфных минералов и минеральных парагенезисов общегеологическое направления в исследовании типоморфизма относятся к традиционным, т.е. классическим направлениям учения о типоморфизме минералов. Их зарождение приходится на начало XX века. Примерно в это же время формируется еще одно - кристалломорфологическое направление. Оно базируется на установленных тогда фактах зависимости между формой кристаллов и условиями их роста. В наиболее концентрированном виде генетический аспект кристалломорфологических особенностей минералов рассмотрен в трудах А.Е.Ферсмана [229]. В последующие годы очень большой вклад в развитие данного направления внесли И.И.Шафрановский, Д.П.Григорьев, И.Костов, Н.З.Евзикова и др. Ориентированное прежде всего на решение задач генетической минералогии кристалломорфологическое направление легло в основу бурно развивающейся в последнее время новой ветви минералогии - онтогении минералов. Впрочем, практический аспект кристалломорфологических исследований типоморфизма также весьма весом. Достаточно упомянуть работы Н.З.Евзиковой по оценке оловорудных месторождений на основании изучения габитусных форм касситерита [33], Н.П.Юшкина, посвященные кристалломорфологии серы [244] и ряд других. Новые интересные

данные получены и для гранитных пегматитов, на примере которых когда-то формировалось кристалломорфологическое направление в трудах А.Е.Ферсмана. В частности, установлена эволюция габитуса кристаллов полихромного турмалина для миароловых пегматитов Юго-Западного Памира и показано типоморфное значение укороченно-призматических форм с доминирующим моноэдром в головке для всех жил данного типа [118].

Вместе с тем, использование морфологии кристаллов в качестве типоморфного признака требует известной осторожности. Исследование сфалерита, например, показало, что форма его кристаллов зависит не только от концентрации ионов цинка и серы в среде кристаллизации, но и от способа переноса указанных компонентов гидротермальными растворами, а также от особенностей их взаимодействия с гранями растущего кристалла [210].

Относительно новым направлением при изучении типоморфизма является структурное направление. Его развитие целиком связано с появлением и совершенствованием новых физических методов исследования кристаллического вещества, начиная с рентгеноструктурного анализа и кончая методами ЭПР, ИК-спектроскопии, люминесценции, ЯГР-спектроскопии и др. Поскольку кристаллическая структура в конечном счете определяет все физические свойства минералов, в свою очередь отражая термодинамические условия их формирования, именно с данным направлением исследований сегодня связаны основные успехи в развитии учения о типоморфизме. Трудно даже перечислить хотя бы главные аспекты исследований типоморфизма кристаллической структуры минералов. Поэтому остановимся лишь на тех, которые наиболее активно развиваются сотрудниками кафедры и лаборатории.

Традиционное направление в изучении структурного типоморфизма связано с рентгеноструктурным анализом и заключается в прецизионном определении параметров элементарной ячейки минералов и рассмотрении общей картины дифракции, отражающейся в наборе и интенсивности проявления частных максимумов. Такие исследования, отталкиваясь от известного закона Вегерда о прямо пропорциональной связи между метрикой элементарной ячейки кристаллического вещества и размером входящих в нее ионов, позволяют достаточно надежно оценить процентное содержание как основных компонентов, так и элементов-примесей. Особенно эффектно применение метода для природных изоморфных серий с неограниченным замещением, что было продемонстрировано на примере гранатов альмандин-спессартинового ряда [134] и турмалинов шерл-эльбаитовой серии [118]. Известные ограничения в использовании методики накладывают разнообразные компенсационные схемы изоморфного замещения, широко проявленные в мине-

ралах сложного состава, а также варьирующие условия роста кристаллов, сильно сказывающиеся на характере распределения примесей.

В последние годы установлено, что метрические характеристики кристаллической структуры минералов находятся в прямой зависимости не только от размеров ионов, но и от характера упорядочения в их распределении по структурно неэквивалентным позициям. Особенно глубоко эти вопросы проработаны для важнейшей в природных системах группы минералов - полевых шпатов. Наиболее изучены процессы упорядочения в калиевых полевых шпатах, у которых характер распределения ионов Al и Si между четырьмя различными позициями в тетраэдрах определяет даже смену симметрии решетки с моноклинной в ортоклазе до триклинной в микроклине. Исследования показывают, что степень упорядочения структуры является чутким индикатором условий формирования полевых шпатов (температуры, скорости остывания, давления, насыщенности летучими и т.д.). Типоморфное значение данной характеристики показано на примере магматических комплексов разного состава, а также гранитных пегматитов многих формаций и провинций [38,125,126,127,128,183].

Упорядоченность структуры минералов может изучаться не только с помощью рентгеновской дифрактометрии, но и другими прямыми методами наблюдения: ИК-спектроскопией, ЭПР, ЯГР. Указанный комплекс исследований применен, например, для изучения характера распределения ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в структуре турмалина [130]. Определенную информацию о координации и положении ионов в структуре можно получить из данных оптической спектроскопии. Однако этот метод наиболее успешно помогает решать вопросы природы окраски минералов [110]. Последняя остается до сих пор важнейшей типоморфной особенностью многих минеральных видов и разновидностей и широко используется в практическом отношении при поисках и оценке месторождений минерального сырья.

Вопросом структурного типоморфизма является проявление политипии у минералов со слоистым мотивом строения. Для них типичен различный характер положения смежных слоев с поворотом последних на определенный угол или со сдвигом их по периодам идентичности вдоль кристаллографических осей. Следствием этого является появление элементарных ячеек различной симметрии и сложности. Политипные модификации легко определяются рентгеноструктурным анализом и, как показали многочисленные исследования, очень тесно связаны с условиями образования соответствующих видов. В первую очередь это касается слюд самого разного химического состава. Возможность использования данных по политипии слюд для оценки условий формирования пегматитов и их металлогенической специализации показана на

примере разноглубинных жил Гималайского мегапояса, Енисейского кряжа и других регионов [111,112].

Постоянная дефектность строения кристаллических решеток природных минералов проявляется не только в изменении их окраски. Очень часто она обнаруживается по люминесцентному свечению, когда накопленная минералом при каком-либо внешнем воздействии на него избыточная энергия выделяется в виде квантов, соответствующих по длинам волн оптическому диапазону. Изучение люминесцентных свойств минералов на протяжении многих лет остается одним из важнейших направлений исследований в области структурного типоморфизма у сотрудников кафедры и в лаборатории экспериментальной и прикладной минералогии. Наибольшее внимание уделяется термо- и рентгенолюминесценции. Ответственными за люминесцентное свечение минералов являются самые разные по происхождению центры (примесные и собственные катионы, молекулы, радикалы, радиационные дефекты электронного и дырочного типов и др.). Физическая природа части из них до сих пор не установлена и выяснение ее является исключительно сложной задачей. Хотя такие попытки в работах сотрудников лаборатории имеются [21], основные усилия их направлены на использование люминесцентных характеристик минералов в прикладных целях, для решения самых различных геологических задач. Среди них - поиск и разведка месторождений полезных ископаемых, минералогическое картирование, оценка качества сырья, корреляция и расчленение магматических и метаморфических комплексов, определение формационной принадлежности рудных объектов и условий их формирования [16,19,163,164,165,169,238,240 и др.].

Особенно детально изучена рентгенолюминесценция полевых шпатов в пегматитах разного происхождения и металлогенической специализации [18]. Эти работы позволили не только обосновать комплекс люминесцентных критериев оценки формационной принадлежности пегматитов, но и дали возможность качественно оценить такие параметры режима формирования жил как кислотность-щелочность и окислительный потенциал. Было показано, что в ряду формаций от глубинных слюдоносных пегматитов к малоглубинным хрусталеносным количество основных центров свечения в полевых шпатах уменьшается, в первую очередь за счет центров, связанных с дефектами структуры минералов [18]. Из примесных центров только концентрация люминогена Fe^{3+} возрастает в полевых шпатах от глубинных к малоглубинным жилам, что связывается с повышением окислительного потенциала среды минералообразования в указанном направлении [20,21]. Режим кислотности-щелочности в период формирования пегматитов предложено оценивать по свечению Mn^{2+} , замещение которым кальция в структуре

полевых шпатов возможно лишь на фоне повышения кислотности среды минералообразования [163,166].

Установлено, что продуктивность редкометалльных пегматитов коррелирует с интенсивностью свечения Tl^+ и некоторых структурных дефектов [20]. Свой набор типоморфных центров с различными соотношениями интенсивности их свечения для разных пар (Fe^{3+}/Cr^{3+} , Mn^{2+}/Fe^{3+} , AlO_4^{4-}/SiO_4^{3-} и др.) характерен и для остальных формаций пегматитов [20].

Для серпентинов, развивающихся путем метасоматического замещения карбонатных пород на железорудных месторождениях, установлено закономерное изменение рентгенолюминесцентных свойств. С приближением к рудным телам общее свечение минерала и величина отношения полос спектра 480 и 700 нм возрастают. Особенно контрастно этот рост проявляется на крупных месторождениях и не зависит от соотношения структурных форм серпентина. Выявленные особенности позволяют использовать их в целях минералогического картирования и локального прогноза железорудных тел [35].

Со структурным направлением исследований типоморфизма очень тесно соприкасается кристаллофизическое направление. Оно рассматривает изменение скалярных и векторных физических свойств кристаллических веществ, какими являются все минералы, не подвергшиеся метамиктному распаду, в зависимости от условий их образования. Наиболее часто областью изучения сотрудников кафедры являлись оптические свойства минералов, а также их связь с особенностями состава и генезиса минеральных видов [49,176,177]. В частности, были детально изучены вариации оптических и упругих свойств редкого бората алюминия еремеевита, возникающие в связи с внутренними напряжениями в кристаллах по границам соприкасающихся пирамид роста [2].

Очень подробно исследовались причины окраски цветных и полихромных турмалинов шерл-тсилаизит-эльбаитового и алкодравит-эльбаитового изоморфных рядов из миароловых пегматитов на юге Памира [110]. Полученные данные позволили проследить эволюцию химизма остаточных гидротермальных растворов и изменение окислительного потенциала среды турмалинообразования. Указанные выводы были позднее подтверждены исследованием магнитных свойств турмалина с помощью радиорезонансных методов - ЭПР и ЯГР-спектроскопии [130].

Выяснение генезиса минералов вряд ли возможно без изучения термодинамических параметров процесса и определения фазового состояния среды минералообразования. Поэтому неудивительно, что в арсенал методов сотрудников кафедры вошли термобарометрические исследования, составляющие основу одноименного направления в учении о типоморфизме. Получили развитие как методы прямого наблюдения

за ходом процесса гомогенизации захваченных растущим кристаллом включений минералообразующей среды, так и косвенные слепые методы, ориентированные прежде всего на поиск зон околорудного изменения и минерализации. Методами прямого наблюдения удалось проследить характер эволюции фазового состояния среды минералообразования в ходе формирования миароловых пегматитов и определить температуры кристаллизации кварца, топаза, берилла, турмалина, еремеевита и поллуцита [13]. С помощью этого же метода были определены параметры формирования диаспора в пустотах корундовых плагиоклазитов Памира [188]. Реже, как в случае с благородной фиолетовой шпинелью, для оценки температур образования использовался метод декрепитации [3]. Гораздо чаще декрепитационная активность пород и минералов использовалась для оценки их рудоносности [108].

Заканчивая этот, безусловно достаточно краткий, обзор работ сотрудников кафедры и лаборатории в различных направлениях общего учения о типоморфизме, следует сказать, что в подавляющем большинстве случаев, особенно в работах практической поисково-оценочной направленности, анализ типоморфизма и минеральных парагенезисов, и минералов обычно основывается на комплексном подходе к указанному явлению. Примеров этому очень много [49,69,83,94,106,107,179,82].

В частности, использование рентгенолюминесцентных особенностей полевых шпатов и их структурной упорядоченности позволило в процессе минералогического картирования одного из гранитных массивов Восточного Саяна выявить элементы его внутренней зональности [37,38]. Столь же результативным оказалось минералогическое картирование пегматитовых полей на основе комплексного изучения типохимических особенностей, структурных параметров и спектров люминесценции, свойственных жилам полевых шпатов [114,116]. Успешно решались вопросы минералогического картирования отдельных пегматитовых тел с учетом типоморфных особенностей их главных, второстепенных и аксессуарных минералов [17,115]. Применение типоморфного анализа при изучении метасоматитов Загорного и Кия-Шалтырского массивов Кузнецкого Алатау позволило установить зональность в строении скарнов и обосновать последовательность формирования разновременных минеральных парагенезисов [176,177].

Нет никакого сомнения, что по мере углубления наших знаний о минерале и совершенствования методов изучения минерального вещества, роль типоморфного анализа будет все время возрастать. Сами реальные минералы, какими мы их сегодня знаем, подталкивают нас к этому.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ И СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

А.И.Летувинкас, Ю.В.Индукаев,
Г.Б.Князев, С.И.Коноваленко

Парагенезисы и стадийность минералообразования относятся к фундаментальным понятиям, характеризующим общие принципы организации горных пород и руд на минеральном уровне и временную иерархию отдельных периодов их образования. Естественно, в научно-педагогическом коллективе кафедры, постоянно в течение десятилетий занятом изучением рудных месторождений, эти вопросы не могли не находиться в центре внимания, через осмысление этих понятий не пройти каждый из сотрудников кафедры, серьезно занятых учебным процессом и научно-исследовательской работой.

Данная публикация имеет отчетливый юбилейный оттенок: не претендуя на новизну, она отражает состояние вопроса, его понимание коллективом на 108 году существования кафедры. Из соображений экономии места и времени читателя в ней приводятся ссылки преимущественно на публикации, обобщающие затронутые в работе вопросы. Это относится к работам всех поколений сотрудников кафедры и тем более не работавших на ней коллег. Авторы надеются, что приводимый в конце сборника список литературы в некоторой степени компенсирует этот недостаток.

В качестве основных объектов изучения на кафедре всегда рассматривались, во-первых, минеральное вещество земной коры со всеми присущими ему свойствами, во-вторых, геологические процессы минерало- и пороодообразования, включая их экспериментальное и физико-химическое моделирование. Вопросы геохимии и структурной организации вещества земной коры также находились в поле зрения, но самостоятельного значения никогда не имели. Такой акцент в расстановке научных приоритетов не случаен: минеральное вещество - продукт геологических процессов и единственный свидетель их протекания, основа познания геологической истории земной коры.

Обычно горные породы и руды представляют собой закономерные или случайные сочетания минеральных агрегатов, способ выполнения которыми геологического пространства понимается как текстура. В таком понимании минеральный агрегат является ее морфологической единицей. С другой стороны (не структурной, а вещественной), минеральный агрегат - это естественная совокупность соприкасающихся минеральных зерен, характеризующаяся определенными структурой, составом, формой и размерами. В частном случае, например, когда руды или горные породы имеют не зернистое, а метакolloидное строение,

говорят не о минеральных зернах, а о коллоидных частицах (С.А. Юшко, М.П.Исаенко).

Нередко слагающие руды и горные породы минеральные зерна представляют собой разновременные образования, при этом иногда одни развиваются путем замещения других, например, как это бывает при серпентинизации дунитов или хромититов, грейзенизации гранитов или турмалинизации песчаников. Как в таких случаях понимать минеральный агрегат? Очевидно, так же, т.е. как морфологический элемент текстуры, без каких-либо генетических ограничений. Это означает, что при серпентинизации, например, хромититов может возникнуть серпентин-хромитовый агрегат, в одних случаях, или хромитовый и серпентиновый - в других. Все определяется тем, насколько реликтовый в условиях серпентинизации хромит и новообразованный серпентин обособляются как элементы текстуры. Причем и это условие не является однозначным, так как одно и то же сочетание минеральных зерен может быть интерпретировано по-разному в зависимости от детальности исследований. Например, агрегат густовкрапленной серпентинизированной хромитовой руды (мезотекстурный признак) и хромитовые зерна в нем с микропрожилками серпентина (микропрожилки серпентина - форма обособления его агрегатов). Здесь налицо два уровня изучения минерального вещества: макроуровень (и мезотекстура) и микроуровень (и микротекстура).

Для обозначения разновозрастных групп минералов в горных породах и рудах используется другой термин - минеральный парагенезис (парагенетическая минеральная ассоциация). Обычно он понимается как минеральная ассоциация, возникшая закономерно в ходе одного процесса, ограниченного в пространстве и времени и протекавшего в определенных физико-химических условиях. Последнее означает, что входящие в состав минерального парагенезиса минералы обычно являются равновесными и не проявляют признаков замещения друг другом. Образование таких минералов может происходить как строго одновременно, так и последовательно, но обычно с перекрытием во времени главных масс их отложения.

В метасоматических породах и рудах чрезвычайно распространены являются реликтовые минералы, среди которых могут встречаться как метастабильные, неустойчивые в физико-химических условиях формирования нового парагенезиса, так и реликтовые индифферентные, устойчивые с новообразованными минеральными фазами. Если индифферентные реликтовые минералы при этом не испытали переотложение (перекристаллизацию), включать их во вновь образованные минеральные парагенезисы не следует. Тем более это относится к метастабильным реликтовым минералам. К сожалению, в реальных условиях сложных по строению и истории геологического развития место-

рождениях и зонах минерализации установить это с полной уверенностью удастся не всегда, во всяком случае без привлечения специальных онтогенетических методов.

Выявление минеральных парагенезисов как групп равновесных и близкоодновременно образующихся минералов представляет важную в практическом и теоретическом отношениях задачу и далеко не всегда решается однозначно. Сложность проблемы состоит в отсутствии надежных и достаточно простых критериев принадлежности минералов к одному парагенезису. Условно их можно разделить на две группы: указывающие на возможность отнесения минералов к одному парагенезису и, напротив, исключающие такую возможность [146].

Критерии возможной принадлежности минералов к одному парагенезису:

1. Равновесность минералов: отсутствие следов коррозии и замещения друг другом, выщелачивания и перекристаллизации. Критерий не абсолютный, при последовательном отложении минералы могут проявлять по отношению друг к другу признаки неравновесности (коррозия, замещение).

2. Одновременность отложения или возрастная близость слагающих агрегат или минеральное тело минералов. Сложность использования этого критерия связана с нередкой пространственной разобщенностью входящих в минеральный парагенезис минералов, в том числе в связи с проявлением внутрирудных тектонических подвижек, формированием поясовых текстур в жилах отложения и т.п.

3. Пространственная обособленность минеральной ассоциации, особенно при ее совместном нахождении с ассоциациями иного состава в пределах одних и тех же тектонических структур.

Критерии невозможности отнесения минералов и их агрегатов к одному парагенезису:

1. Закономерная пространственная обособленность различных по составу минеральных агрегатов.

2. Наличие секущих соотношений минеральных агрегатов, особенно существенно отличающихся по составу.

3. Наличие признаков широко развитого замещения одного минерального агрегата другим, одних минералов другими. Такое замещение нередко сопровождается структурно-текстурной перестройкой метасоматитов, руд или минеральных агрегатов, переотложением минерального вещества, образованием метакристаллов, гнезд и иной формы обособлений новообразованных минералов.

4. Наличие явлений неравномерной перекристаллизации минеральных агрегатов с выраженным изменением состава минералов или хотя бы одного из них (например, развитие более железистых разновидно-

стей граната в известковых скарпах, потеря железа сфалеритом и элементов - примесей другими минералами и т.п.).

5. Несовместимость минералов по их термобарогеохимическим параметрам как свидетельство невозможности их совместного образования.

6. Несовместимость определенных геохимических характеристик минералов, например, коэффициентов распределения элементов-примесей в сосуществующих парах минералов, изотопного состава элементов и т.п.

7. Резкие колебания состава одного или нескольких минералов в пределах одного или двух пространственно сближенных минеральных агрегатов близкого состава.

8. Физико-химическая несовместимость совместно встречающихся минералов (запрещенные парагенезисы).

Приведенные критерии не исчерпывают всего их разнообразия. Да в этом, по-видимому, и нет необходимости, так как большинство из них не являются абсолютными. Удовлетворительных результатов при парагенетическом анализе можно достичь только при комплексном использовании всех критериев равновесности минералов на основе систематических и правильно выполненных наблюдений.

Нередко выделение минеральных парагенезисов осложняется факторами, связанными как со сложностью самого процесса минералообразования (фациальная зональность, последствия проявления внутрирудных тектонических подвижек), так и с наложением на образованные парагенезисы более поздних процессов (внутрирудный метаморфизм и метасоматоз, послерудный метаморфизм, перегруппировка минерального вещества при формировании полихронных и полигенных месторождений). Подробное описание большинства из этих факторов дано в работе [146].

Многие процессы минералообразования характеризуются прерывистостью своего протекания, вызванной повышенной и неоднородной во времени мобильностью зон минерализации. В результате этого последние приобретают сложное строение, когда разновозрастные минеральные парагенезисы неоднократно сменяют друг друга. При этом один и тот же минерал в составе разновозрастных парагенезисов может выделяться неоднократно, образуя различные генерации.

Под генерациями обычно понимаются разновозрастные выделения одного минерала, входящие в различные парагенезисы и относящиеся к различным стадиям, этапам или ступеням минерализации. Повторные выделения одного минерала в пределах одной ступени минерализации, связанные с повторным возникновением центров его кристаллизации, вслед за Д.П.Григорьевым обычно принято называть зарождениями данной генерации этого минерала. Согласно Д.П.Григорьеву, зарожде-

ние - повторное возникновение центров кристаллизации на фоне непрерывной кристаллизации минерального вида одной его генерации. Таким образом, различные генерации минерала в пределах ограниченной и однородной по составу вмещающих пород зоны минерализации должны входить в состав различных минеральных парагенезисов, тогда как различные зарождения одной генерации минерала относятся к одному парагенезису. Это неизбежное следствие из приведенных выше определений генерации и зарождения минерала.

Процессы гидротермального минералообразования, интенсивность и характер протекания которых зависят от активности и связанной с ней проницаемости зон минерализации, оказываются очень сложным геологическим явлением. По существу, исследователь здесь имеет дело не столько с механикой вмещающей среды, сколько с гидродинамикой присущих ей потоков гидротермальных растворов, теснейшим образом связанной с проницаемостью флюидопроводников. Судя по ритмичности чередования минеральных агрегатов в рудах, отложение того или иного минерала в ходе формирования минерального парагенезиса может неоднократно прерываться и возобновляться вновь. Перерывы в минералообразовании могут иметь тектоническую природу или быть минерализационными, связанными с эволюцией состава минералообразующих растворов.

Как было показано ранее [146], по признаку прерывистости или непрерывности формирования можно различать три типа генераций минералов гидротермальных месторождений.

1. Непрерывная генерация, возникающая без выраженных тектонических или минерализационных перерывов.

2. Прерывистая генерация, состоящая из нескольких зарождений минерала, разделенных перерывами в его отложении.

3. Непрерывно - прерывистая генерация, когда на фоне непрерывного выделения минерала появляются новые центры его кристаллизации и растут новые индивиды (зарождения по Д.П. Григорьеву).

По признаку принадлежности генераций к одному или нескольким парагенезисам их фациального ряда (как одному из следствий проявления фациальной зональности) следует различать два типа генераций минералов.

1. Простые генерации, принадлежащие только одному парагенезису минералов.

2. Сложные генерации, принадлежащие двум или более разновозрастным минеральным парагенезисам, относящимся к одному фациальному ряду парагенезисов.

Синхронные в пределах ступени (стадии) минерализации разновидности минералов, относящихся к различным минеральным парагенезисам, обозначаются как фациальные субгенерации.

Процессы формирования эндогенных месторождений, в частности гидротермальных, могут иметь длительность до сотен тысяч и миллионов лет, а наиболее сложные и крупные из них по некоторым оценкам (В.И.Смирнов) - до десятков миллионов лет. В мобильных тектонических зонах, к которым они как правило бывают приурочены, временной интервал между смежными импульсами тектонической или магматической активизации может оказаться меньше продолжительности формирования месторождений. В итоге процесс минералообразования оказывается разделенным на периоды, имеющие различный смысл в истории образования месторождений.

Стадия минерализации - это часть периода минералообразования, отделенная от предыдущих и последующих его интервалов тектоническими подвижками и характеризующаяся образованием из одного потока минералообразующих растворов комплекса измененных околорудных пород и одного или нескольких минеральных парагенезисов, состав которых определяется химизмом растворов, условиями минералоотложения и влиянием вмещающих пород [149]. Такое понимание стадии минералообразования близко к тому, которое было сформулировано в трудах А.Г.Бетехтина и является традиционным для геологов - рудников и минералогов Томского университета (начиная с работ П.П.Пилипенко [173], когда вместо термина "стадия минерализации" применялся популярный тогда среди геологов термин "фаза минерализации").

Вещественным выражением стадии минерализации, ее материальным проявлением является отложение минерального вещества, формирование комплекса минералов из единого потока растворов, появление которого в зоне минерализации обусловлено возрастанием проницаемости флюидопроводников, дренирующих область питания гидротермальной минералообразующей системы. Наиболее универсальная причина увеличения проницаемости дренирующих структур - активизация тектонических движений на всем их протяжении от области питания до зоны рудоотложения. Природа этих движений разнообразна. В одних случаях это обычные тектонические подвижки, в других, особенно в надвинутой зоне гипабиссальных плутонов гранитоидов, - сдвиги горных масс, компенсирующие магматическую усадку и контракционные явления (автодинамические структуры).

Частота проявления тектонических подвижек в зонах минерализации, их масштабы имеют весьма широкий спектр. Несомненно, они имеют место и внутри промежутков времени, которые уже были определены как стадии минерализации. В результате ранее отложенные минеральные массы могут дробиться, пересекаться или цементироваться вновь образующимися минеральными агрегатами. Внутрстадийные тектонические подвижки могут значительно различаться по интенсив-

ности и последствиям своего проявления. С наиболее крупными из них могут быть связаны достаточно радикальные изменения в минералообразующей системе: увеличение проницаемости в отдельных ее зонах, открытости, гидродинамическое перераспределение растворов, общая потеря газовых компонентов, в первую очередь углекислоты, и в связи с этим изменение кислотно-щелочных свойств растворов. Результатом таких изменений может быть новая вспышка минералоотложения, в том числе и в форме иных нежели ранее минеральных парагенезисов. Их образование, естественно, может сопровождаться внутрирудным метасоматозом, коррозией и замещением минералов более ранних парагенезисов.

Часть стадии минерализации, отделенная от аналогичных ее частей внутримагматическими тектоническими подвижками и характеризующаяся образованием при определенных свойственных ей физико-химических условиях в ограниченном пространстве однородной геологической среды одного минерального парагенезиса, носит название ступени равновесия (минерализации).

Часть периода минерализации, соответствующего ступени равновесия, отделенная от предыдущих и последующих его интервалов локальными тектоническими подвижками или вызванная иными причинами, находящими отражение в текстурно - структурных особенностях руд и приводящими к последовательному отложению из одних и тех же растворов повторяющихся однотипных минеральных парагенезисов, называется ритмом минерализации.

Наиболее универсальная причина проявления ритмов минерализации - оживление местных тектонических подвижек, число которых в разных частях месторождений может различаться (обычно максимальное количество характерно для прифронтальных частей месторождений). Причиной проявления ступеней минерализации может быть автосмещение растворов (Ю.М. Дымков), гравитационное расслоение гетерогенных растворов, периодические диффузионные процессы в них, плечная миграция и волновые явления вообще (Г.Л. Поспелов).

Этап минерализации понимается как часть периода минералообразования, включающая несколько стадий минерализации, разделенных значительными по длительности интервалами времени. Когда речь идет о постмагматических месторождениях, то этапы минерализации обычно связываются со становлением отдельных магматических комплексов и связанных с ними даек. Объединяемые в один этап минерализации стадии характеризуются общностью источника вещества (независимо от его природы). Несколько последовательных этапов минерализации, связанных с развитием многофазного магматического комплекса, составляют эпоху минерализации, а совокупная их минеральная продукция - рудный комплекс.

Таким образом, если вернуться к наиболее распространенному в 50-х - 70-х годах пониманию содержания отдельных периодов гидротермального минералообразования, то выстраиваются следующие параллели: ранее стадия минерализации - теперь ступень равновесия (минерализации). Понимание этапа минерализации существенно изменилось: если ранее он выделялся, в основном, по фазовому состоянию среды минералообразования (магматический, пневматолитовый, гидротермальный), то теперь для постмагматических месторождений, например, по их генетической связи с конкретным магматическим телом, как интервал времени активного развития всей связанной с ним гидротермальной минерализации в объеме одного или нескольких минеральных комплексов.

По-видимому, следует признать, что такой подход не прибавил конкретности в решение вопроса. Скорее наоборот - перейдя от достаточно хорошо проверяемых фактических данных (состав и тип гомогенизации газовой-жидких включений) к теоретической модели рудообразования в связи с развитием тектоники и магматизма, геологи отказались от примата факта в пользу системности представлений, нередко излишне теоретизированных и вольно обращающихся с фактами.

Термин эпоха минерализации никогда не понимался однозначно. В наиболее распространенном понимании он был близок к металлогенической эпохе, сопоставлявшейся с тектоно - магматическим циклом. Иногда эпоха минерализации понималась совершенно иначе - по типу процессов минералообразования: эндогенная, экзогенная, метаморфическая.

В отличие от открытых гидротермальных систем в относительно замкнутых природных системах, например, средне- и малоглубинных гранитных пегматитах, тектоника на стадийности минералообразования сказывается значительно слабее. Обычное отсутствие явлений пересечения одних пегматитовых жил другими свидетельствует об одноактности внедрения пегматитовых расплавов. Наблюдения показывают, что пространственная зональность пегматитовых полей практически совпадает с внутрижильной зональностью хорошо дифференцированных тел, причем наиболее удаленными от гранитов оказываются пегматиты, по составу соответствующие внутренним зонам пегматитовых жил, т.е. участкам с наиболее поздними минеральными парагенезисами. Полнота проявления зональности зависит от степени вызревания остаточного магматического очага и от времени его вскрытия при разрядке тектонических напряжений. При общей направленности процесса становления пегматитовых жил масштаб проявления в них отдельных стадий минерализации определяется стартовым составом расплава.

Появление в пегматитах последовательно возникающих минеральных парагенезисов контролируется не только направленным изме-

нением кислотности-щелочности остаточных расплавов-растворов, но и эволюцией их фазового состояния. Так как и то и другое развивается по пути накопления наиболее активных и весьма подвижных компонентов, на поздних стадиях формирования пегматитов процесс прямой кристаллизации расплавов обычно сменяется аутометасоматозом. Такова основная линия становления среднеглубинных редкометаллических пегматитов.

На малых глубинах при меньшем внешнем давлении и больших скоростях кристаллизации исходный расплав нередко остается микрогетерогенным. На ранних стадиях формирования пегматитовых тел он обычно вскипает с обособлением отдельных расплавно-флюидных "пузырей", на месте которых впоследствии возникают миароловые пустоты остаточной кристаллизации. При переходе флюида в гидротермальный раствор обычно происходит повторная гетерогенизация системы с отделением газовой фазы [13].

В отличие от гидротермалитов в пегматитах под стадией минерализации большинство исследователей вслед за А.Е.Ферсманом понимает часть периода минералообразования, в течение которой из единой по фазовому состоянию среды возникает один или несколько минеральных парагенезисов. Практическое выделение минеральных парагенезисов и стадий минерализации в пегматитах оказывается сложным. В частности, изучение газовой-жидких включений в минералах миарол мало-глубинных жил показывает, что рост в них некоторых кристаллов, например, кварца начинается из расплава, затем продолжается из флюидной фазы и заканчивается из гидротермального раствора. Такой кварц относится к сложной генерации, одновременно принадлежащей, по крайней мере, трем минеральным парагенезисам. Иными словами, здесь происходит совмещение продукции разных стадий минерализации, наложение последовательных минеральных парагенезисов.

С другой стороны, известная автономность развития занорьшей при стартовой гетерогенности расплава и несколько разном составе обособившихся на стадии вскипания расплавно-флюидных "пузырей" ведут к формированию в пределах одной стадии процесса различных минеральных парагенезисов. Это проявляется, например, в заметном обогащении редкими и рудными минералами занорьшей приосевых зон крутопадающих жил или приазальбандовых зон висячего бока субгоризонтальных тел. По этой же причине сквозные для одного минерального парагенезиса минералы могут быть представлены в пространственно разобщенных миаролах различными разновидностями, отличающимися по составу примесей, цвету или другим физическим особенностям.

Говоря о парагенетическом анализе руд и метасоматитов, периодизации минералообразования при формировании рудных месторож-

дений, нельзя обойти молчанием методические вопросы. Специфика этих исследований состоит в том, что геологу практически всегда приходится иметь дело не с самими процессами минералообразования, а только с результатами их протекания в земной коре, выраженными в строении и составе горных пород и руд. Более того, и это ввиду фрагментарности наблюдений мы никогда не видим в полном объеме. Естественно, в такой ситуации возможны два подхода и две методологии: от теории к наблюдению, факту или наоборот. В традициях томской университетской рудно-геологической школы признается только второй вариант: от факта к теории, в данном случае от вещества (его положения в геологическом пространстве, строения и состава) к процессу. В контексте рассматриваемого вопроса это означает: от минерала и минерального парагенезиса к модели минералообразующего процесса, в том числе к выделению ступеней и стадий минерализации. И это не признак многолетнего пребывания в путях эмпиризма: геолог-рудник обязан владеть теорией рудообразования и соотносить с ней свои генетические модели. Речь о другом - освещающая путь в дебрях фактов, теория не должна ослеплять, мешать их воспринимать как таковые.

Парагенетический анализ руд и околорудных метасоматитов в значительной степени составляет основу рудно-формационного анализа. Если рудная формация - это естественное сообщество рудных месторождений, объединенных между собой сходными парагенетическими ассоциациями главных рудных минералов и тектоно-магматическими условиями проявления, а также близкими особенностями развития рудного процесса, то такой вывод вполне закономерен. В первую очередь здесь имеются в виду устойчивые парагенезисы типоморфных минералов руд и околорудных метасоматитов, позволяющие достаточно надежно оценить основные физико-химические параметры рудообразования.

Таким образом, выделение минеральных парагенезисов практически оказывается центральным моментом не только парагенетического анализа руд, но и построения рудно-генетических моделей, основанных на конкретном фактическом материале. Как упоминалось выше, важное значение при распознавании минеральных парагенезисов имеет оценка возрастных соотношений минералов в образуемых ими агрегатах. При этом традиционно используются две группы признаков: одновременности и одновременности образования минералов.

В первой группе обычно называются структура кристаллических агрегатов (идиоморфнозернистая, графическая, гребенчатая, распада твердых растворов, перекристаллизации и др.), текстура (массивная, коллоидная, нередко вкрапленная и пятнистая) и особенности внешней и внутренней морфологии минеральных индивидов и агрегатов (индукционные формы роста, зональность, признаки частичного рас-

творения минеральных индивидов, присыпки, деформированность и др.), а также, так называемые, парагенетические критерии синхронности (по Ю.М.Дымкову).

Вторую группу признаков составляют разнообразные онтогенетические особенности минеральных индивидов (искажение формы растущих кристаллов, скульптура граней, зональное строение, эпитаكتическое нарастание), степень их эпигенетического изменения, коррозия и скелетная форма зерен, последовательное наложение минеральных агрегатов в жилах выполнения, пересечение одних минеральных агрегатов другими, дробление и цементация, друзовые и микроролитовые текстуры и др.

Достаточно сложным методически и принципиальным по существу моментом в парагенетическом анализе руд является выделение генераций минералов. При этом иногда ограничиваются простой констатацией наличия у минерала его разновидностей, различающихся по химическому составу, размеру зерен, структуре или физическим свойствам. Естественно, они недостаточны, так как само понятие генерации предполагает прежде всего одновременность образования разновидностей минерала, а не только их наличие как таковых. Более того, предлагаемые для выделения генераций признаки одновременности выделения его разновидностей нередко являются излишне локальными, требующими непосредственного соприкосновения разных генераций минерала или их присутствия в пределах одного минерального индивида (В.П.Попова). Реально же в рудных телах, месторождениях и зонах минерализации разновидности минералов, предполагаемые в качестве его генераций, могут быть пространственно разобщены, входить в состав различных геологических тел или слагать различные их зоны, например, в поясовых жилах выполнения. В подобных ситуациях воспользоваться упоминавшимися признаками перерыва в росте минерала для выделения его генераций обычно невозможно.

Исходя из этого для выделения генераций минералов нами обычно используется другой принцип: не поиск перерывов в росте минерала и синхронизация его генераций, а синхронизация минеральных парагенезисов как носителей этих генераций [146, 149]. Такие особенности минералов, как их физические свойства, размер зерен, габитус кристаллов, характер двойникования, химический состав, различие в температурах кристаллизации, характер и степень вторичных изменений не могут непосредственно использоваться в качестве критериев для выделения генераций минералов. В большинстве случаев это лишь признаки наличия в изучаемом объекте разновидностей минералов, часть из которых может оказаться их генерациями. При этом важнейшим критерием реальности существования нескольких генераций минерала следует считать наличие соответствующих им разновозрастных минеральных па-

рагенезисов. Синхронные (в пределах ступени минерализации) разновидности минерала, относящиеся к различным минеральным парагенезисам, представляют собой его фациальные субгенерации.

Конечной целью выявления последовательности образования минеральных индивидов и парагенезисов, генераций минералов, их пространственных изменений и соотношений обычно является построение модели минералообразующего процесса. Если дело касается только его физико-химической стороны, нередко ограничиваются парагенетическим анализом, широко используемым при изучении рудных месторождений, особенно сопровождающих их метасоматитов всех типов. Примеры такого анализа, чрезвычайно популярного в 60-х - 70-х годах, можно найти в работах практически всех сотрудников кафедры [6, 55, 76, 93, 143, 227 и др.].

Естественно, это объясняется не только популярностью метода, разработанностью соответствующих методик (Д.С.Коржинский), но и возможностями метода вскрыть важнейшие закономерности минералообразования в природных термодинамически равновесных системах. При этом многократно подтверждается хорошо известный факт: несмотря на ограниченность типов природного минералообразования в процессе формирования рудных месторождений каждое из них индивидуально и неповторимо. И не только по своему геологическому строению в целом, но и по набору минеральных парагенезисов, их пространственному и временному сочетанию. Несомненно, это является хорошей иллюстрацией многофакторности развития минералообразования в земной коре, сложности строения соответствующих систем и их высокой чувствительности к воздействию внешних факторов, прежде всего тектоническому режиму.

В заключение несколько слов о соотношении тектоники, стадийности развития минерализации и рудообразования. По-видимому, не будет слишком большой абстракцией следующая схема. Тектоника в земной коре - независимое явление, протекающее постоянно, хотя и с различной интенсивностью. Во многих случаях именно она является первопричиной импульсивности движения гидротермальных растворов. Стадийность минералообразования в зонах его развития проявляется всегда, когда есть ее маркеры в виде разновозрастных минеральных парагенезисов. Это неперемнное условие ее вещественного проявления, след в цепи геологических событий. Рудообразование - еще более зависимое от стечения обстоятельств событие. Это доказательство эффективного функционирования геохимического барьера в прошлом. Концентрация химического элемента в руде - отражение градиентности параметра, определяющего его миграцию и осаждение.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КАК МЕТОД ПОЗНАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Г.Б.Князев, М.Д.Бабанский,
Ю.В.Индукаев, А.И.Летувнинкас

Известно, что структуре геологического знания в отличие, например, от физического или химического, более соответствует не эксперимент, а метод моделирования. При этом под моделированием понимается создание любых геологических моделей, т.е. образов объектов, процессов или явлений, используемых в качестве "заместителей" их подлинников, которые геологу часто недоступны вообще (масштабы пространства и времени).

Геологические процессы (объекты) в общенаучном понимании естественных явлений относятся к иерархическим многоуровневым системам: 1) больших размеров и масштабов проявления, если речь идет о тектонических геосинклинальных областях, или региональном метаморфизме, осадочных породах и т.п.; 2) малых размеров с атомарно-молекулярным уровнем взаимодействия, если исследуются кристаллографические и структурно-химические особенности кристаллов минералов, горных пород; 3) системам, охватывающим весь диапазон размеров и масштабов проявления, где все подсистемы от глобальных до ионных находятся в определенном иерархическом подчинении и взаимосвязи.

Многоуровневая система и ее составляющие подсистемы эволюционируют и их структурная иерархия изменяется в пространстве и во времени. Познание сложных многоуровневых систем в геологической практике, как показывает исторический анализ, осуществляется, в большинстве случаев, методами интуитивно-логической классификации (аналогии), декомпозиции, упрощения системы до элементарного уровня, а в последнее время - созданием математических, физико-химических моделей. К сожалению, объективные причины побуждают многих исследователей ограничиваться подобным утилитарным подходом и специально-научным (эмпирическим) характером изучения геологических объектов. Вместе с тем, используемая в конкретном случае строгая математическая формализация не позволяет описать новое качество, выводящее объект за пределы минералогии, петрографии и т.д. Например, математический формализм, разработанный в кристаллографии, не характеризует кристалл как определенный индивидуум, имеющий генетические связи с окружающей средой и развивающийся во взаимодействии с ней. Изучение различных минеральных равновесий, разумеется, полезно и необходимо, но далеко не достаточно, т.к. ход и механизм того или иного эндогенного процесса определяется не столько установлением равновесия в какой-то элементарной системе, сколько

нарушением этого равновесия и стремлением системы к другому равновесию, в новых условиях. В связи с этим, общие принципы моделирования при изучении минералого-геохимических процессов должны быть не только аналого-интуитивными, но и содержательно-аксиомативными, т.е. содержать необходимый набор общенаучных аксиом и следствий, позволяющих получить информацию об изменении объекта и его новых качественных сторонах в процессе эволюции.

Одним из главных достоинств моделирования является необходимость четкого определения границ моделируемой системы, выделения наиболее существенных ее параметров и определения граничных условий, в пределах которых модель адекватна исследуемой материальной системе.

Обычно различают два основных типа моделей - физические и математические. Необходимость в разработке моделей существует всегда, однако явно возникает на определенном достаточно высоком уровне исследования материального объекта, когда накапливается большой фактический материал и выявляется достаточно большое количество причинно-следственных связей между отдельными компонентами и частями (фазами) изучаемой системы. Объект и адекватная ему физическая модель обычно имеют одинаковый масштаб в том случае, когда размеры моделируемой системы являются важным ее параметром. Однако можно представить физическую модель, которая адекватна разномасштабным, но подобным системам.

В качестве примера модели крупной рудообразующей системы рассмотрим геолого-генетическую модель формирования контактово-метасоматических месторождений, предложенную в [43,46]. Главными ее элементами являются: конкретный геодинамический режим, магматизм, состав вмещающих пород, геолого-структурные особенности, характер минералообразующих флюидов, pH и Eh Среды, формы переноса, механизм отложения парагенетических минеральных ассоциаций и др.

Одним из наиболее существенных элементов модели является магматизм. Он служит источником энергии, вещества, глубинных флюидов; определяет температурное поле во вмещающих породах, пути движения и состав рудообразующих флюидов и режим минералообразования, обуславливает особенности строения (структур) рудных полей, метасоматических колонок и зон рудоотложения; влияет на локализацию рудных тел, размещение руд и формирование зональности. Наряду с этим магматизм является фактором, мобилизующим либо ранее рассеянное рудное вещество, либо материал рудных скоплений вмещающих осадочных и вулканогенных формаций.

Взаимосвязь магматизма с другими элементами во времени и пространстве обуславливает наличие различных подтипов (разновидно-

стей) этой модели, отражающих закономерность формирования конкретных рудных формаций. Последние тесно связаны с определенными тектоническими структурами, являющимися порождением тех или иных геодинамических режимов. В опубликованных работах показаны все типы (разновидности) модели не только относительно выделенных рудных формаций, но и субформаций [43, 45, 46].

Процессы минералообразования носят геохимический характер, связаны с перемещением огромных масс земного вещества, миграцией атомов химических элементов. Модель предусматривает развитие в два этапа (магматический и постмагматический) следующих обязательных частей системы:

а) корневой (магмо- и флюидозарождения), в которой инициируются геохимические процессы, определяющие энергетический и флюидный режимы минералообразования;

б) транспортной (тепло- и массопереноса);

в) рудообразования и формирования ореолов рассеяния.

Взаимосвязь и соотношения между этими частями магматогенной системы в пространстве и времени создают общую структуру конкретных рудообразующих систем, характерных для той или иной рудной формации (подтипа, разновидности) модели. Выделение разновидностей (подтипов) модели вызвано необходимостью показать особенности развития отдельных магматогенных систем и своеобразие конкретных рудных (скарновых) формаций.

При исследовании природных объектов часто возникает необходимость выявления некоторых параметров, отражающих в "суммированном" виде основные особенности их формирования. Выявление таких параметров позволяет упростить модельное отображение природных систем. К примеру, в результате опробования магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области были получены тысячи анализов групповых проб, характеризующих общий химический состав руд. Эти анализы, дополненные результатами документации интервалов опробования и минералогическим исследованием руд, позволили разработать простую петрохимическую модель магнетитового железооруднения, базирующуюся на соотношении главных породообразующих оксидов. Модель распространяется на магнетитовые месторождения известково-скарнового ряда и месторождения гидросиликатового парагенезиса [71]. Основой для построения модели послужили результаты исследования руд магнетитовых месторождений Восточного Саяна (Табратское, Тереховское, Таятекое, Бурлукекое, Ирбинское, Одиночное, Рудный Каскад, Мульгинское и др.), Кузнецкого Алатау и Западного Саяна (Абаканское, Анзасское, Волковское и др.).

Железные руды отдельных месторождений были представлены в виде некоторых предельных составов безжелезистой части руд, рассчи-

танных по уравнениям регрессии, связывающим порообразующие оксиды с железом. Полученные точки составов в координатах $(\text{CaO} + \text{MgO})/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - \text{MgO}/\text{CaO}$ (основность -магнезиальность) отражают некоторую зависимость, аппроксимируемую гиперболовидной кривой. Подобная зависимость сохраняется и для средних составов руд. Наиболее отчетливо месторождения разделились по показателю основности на биотит-актинолит-плаггиоклазовые, амфибол (пироксен)-эпидотовые (скаполитовые), известково-силикатно-скарновые, известково-скарновые.

Границами выделенных минералогических типов месторождений по основности целесообразно рассматривать предельные значения основности плаггиоклазов, эпидота (скаполита) и амфиболов, равные соответственно 0,25, 0,40, 0,65. Эти границы отвечают разным уровням скарнового преобразования вмещающей среды и переходу рудовмещающей алломосиликатной породы преимущественно основного и среднего состава в пироксен-гранатовый скарн. При этом в рудах растет количество задействованного в метасоматических реакциях карбонатного материала. Левая ветвь гиперболы отвечает магнетитовым месторождениям с преимущественно терригенным или терригенно-вулканокластическим составом вмещающих пород. В этой области располагаются месторождения биотит-актинолит-(хлорит)-(кварц) - плаггиоклазового минералогического типа. Вмещающие породы обычно также содержат карбонатный материал (доломиты и известняки), однако реакции взаимодействия карбонатных и алломосиликатных пород здесь не получают широкого развития и не приводят к появлению скарнов.

Область перегиба гиперболы отвечает месторождениям, образующимся по алломосиликатным породам основного и среднего состава, где роль кальция в составе руд ограничивается повышенной магнезиальностью вмещающих алломосиликатных пород, даже при развитии контактово-метасоматических реакций их с известняками [70].

Границы петрохимических типов магнетитовых месторождений по магнезиальности руд оказываются менее контрастными. Проведенные исследования [71] позволяют наметить эти границы с учетом типоморфизма главных сопутствующих магнетиту силикатов. Типоморфными для месторождений биотит-актинолит-плаггиоклазового типа являются биотит и магнезиальный актинолит ($f=0-30\%$). Типоморфными для месторождений амфибол (пироксен)-эпидот (скаполитовой) группы являются актинолит и малоглиноземистая роговая обманка с железистостью 20-50 мол.%, примерно такой же моноклинный пироксен, маложелезистый эпидот и кислый скаполит. Магнезиальность руд (0,6-0,3) определяется здесь амфиболом, наиболее тесно ассоциированным с магнетитом. В силикатно-скарновых месторождениях появляются в за-

метных количествах высокожелезистые амфиболы и пироксены, что, наряду с появлением эпидота и граната, приводит к заметному уменьшению магнезиальности руд (0.35-0.15). Таким образом, граница магнезиальности 0.6 - 0.7 отвечает исчезновению в рудах биотита и появлению пироксена малой и умеренной железистости. Граница магнезиальности 0.3-0.35 соответствует появлению граната и высокожелезистых амфиболов.

При моделировании возможно последовательное рассмотрение моделей разного уровня или отдельных частей моделируемой системы "по горизонтали". Вычленение и модельное представление отдельных частей более крупной системы позволяет, с одной стороны, лучше представить такую систему в целом, а, с другой - уменьшить вероятность ошибок при рассмотрении локальных моделей.

Железорудные месторождения известково-скарнового ряда обычно располагаются в диоритовых и гранитных контактах. В связи с рудными залежами и измененными породами всегда присутствуют диориты, либо в виде контактовой зоны крупного интрузивного массива, либо в виде серии небольших интрузивных тел и апофиз [73,74,89]. Особую роль диоритов отмечают и для золото-скарновых месторождений [24]. Диориты обычно входят в состав "пестрых" массивов вместе с габбро и гранитами. В контактах диоритовых интрузий с вулканитами развиты зоны тонкого инъецирования вмещающих пород и процессы "диоритизации" вулканитов, выражающиеся в перекристаллизации с образованием диоритовидных пород. Диориты в рудных полях в зоне контакта испытывают скарновые и гидротермальные изменения, связанные с рудоотложением. Кроме того скарново-рудные зоны и диориты подвержены изменениям, обусловленным внедрением гранитоидных фаз. Эти изменения выражаются в альбитизации диоритов, их подкислении и развитии вторичных гранофировых структур.

Химические анализы диоритов (от габбро-диоритов до кварцевых диоритов) из интрузивных массивов Сисимо-Казырской зоны Восточного Саяна с железосодержащими контактами были представлены в виде некоторых выборок. Выборки анализов вместе с результатами петрографических и полевых наблюдений позволили представить диоритовую интрузию в виде некоторой факторной модели. Для оценки общей изменчивости габбро-диорит-гранодиоритовой интрузивной ассоциации, к которой принадлежит рассматриваемая диоритовая интрузия, факторному анализу была подвергнута общая выборка химических анализов, включающая диоритовые и гранитные породы.

Ведущим (40%) фактором изменчивости интрузивной системы в указанных границах, как и следовало ожидать, оказался фактор дифференциации, поляризовавший, с одной стороны, кремний, натрий и калий, а с другой - титан, алюминий, железо, магний, кальций и марганец.

При этом калий обнаружил более тесную связь с кремнием, чем натрий. Второй фактор изменчивости (20%) общей выборки можно интерпретировать как фактор альбитизации с положительными нагрузками натрия, алюминия и титана и отрицательными калия, магния, кальция и железа. Связь натрия, алюминия и титана минералогически выражается в том, что при альбитизации происходит лейкократизация пород с сохранением титана в виде сфена. Третий фактор изменчивости (15%) разделяет калий, железо и марганец, с одной стороны, и натрий, магний и кальций, с другой. Он отражает внутреннюю фациальную изменчивость пород, минералогически зафиксированную в виде биотитсодержащих и роговообманковых диоритов и гранитоидов. При этом биотитсодержащие диориты имеют несколько более высокую железистость и пониженную основность плагиоклаза [74,77].

Ограничение анализируемой магматической системы собственно диоритами (примерно 52-60% SiO_2), без учета пород гранитоидной фазы, приводит к изменению факторной структуры выборки. В структуре первого фактора (30% изменчивости) сохраняется связь кремния и алюминия преимущественно с натрием. Это позволяет утверждать, что изменение содержания кремния и щелочей внутри пород диоритовой группы связано в большей степени с альбитизацией, чем с магматической дифференциацией. На второе место (20% изменчивости) вышел фактор фациальной изменчивости пород, разделяющий биотитовые и роговообманковые диориты. Третий фактор (15%) отделил кремний, кальций и марганец от алюминия железа и титана. Суть изменчивости, связанной с третьим фактором лучше всего объясняется процессом гидротермального изменения диоритов (близким к пропилитизации), проявляющимся в связи с достаточно многочисленными зонами дробления внутри диоритовых массивов. Контактные изменения скарнового типа представлены четвертым фактором (10%) с положительными нагрузками кальция, марганца, трехвалентного железа и алюминия и отрицательными нагрузками магния, двухвалентного железа и кремния.

Моделирование - мощное средство не только в научных исследованиях, но и в учебном процессе, особенно в том его варианте, который носит название активных форм обучения. Достаточно хорошая модель позволяет реализовать себя в виде системы учебных задач, обеспечивая эффективную организацию учебного процесса. Конкретный пример - картинка с лабораторных занятий по курсу месторождений полезных ископаемых. Студенты уже "прошли" минералогию, петрографию, геохимию, знакомы с основами теории рудообразования, изучают региональную геологию. Предложен лоток с образцами руд черных и цветных металлов, разнообразных измененных окколорудных, а также осадочных, вулканогенных, интрузивных и метаморфических горных пород. Задание: подобрать коллекцию из 10-15 образцов, которые одно-

значно определяли бы ее принадлежность к скарновому месторождению меди (или железа, или свинца и цинка и т.п.). Другими словами, предложено создать предметную модель скарного месторождения меди.

Перед студентом немедленно возникают вопросы: известны ли у меди промышленные скарновые месторождения (или это "подвох" преподавателя, о возможности которых он предупреждал), если да, то какой это тип скарнов (известковые или магнезиальные), каким должен быть типичный состав вмещающих горных пород и материнских интрузивов. Какое строение должна бы иметь скарная зона? Как выглядит зона окисления? Если абстрактную модель такого месторождения мысленно представить удалось, то как бы все это выразить теми 10 - 15 образцами, которые, конечно же, в предложенном лотке имеются. Надо узнать халькопирит и борнит, но, естественно, они должны быть не в кварцевой жиле или с пентландитом, а находиться в обычном скарном парагенезисе. И так далее на каждом шагу...

Надо очень многое правильно выразить предметно, образцами. Более того, расположить их, скажем, на столе в определенном порядке относительно зоны предполагаемого контакта с интрузивом и поверхности Земли (зоны окисления). Чем не предметная модель месторождения? В ней присутствуют все основные атрибуты любой модели: образы геологических тел (образцы), их совокупности (зональность геологических тел и разнообразие руд), свойства (минеральный состав и строение подобранных образцов), отношения между собой различных частей модели (строение месторождения и зоны его окисления), ограничивающие полет "творца" модели аксиомы - теория рудообразования и геология промышленных типов рудных месторождений. Учебник, справочник, конспект на таком занятии студенту необходимы (разумеется, если это не контрольная работа).

Задание можно значительно усложнить, поставив задачу создать предметную модель конкретного месторождения, например, Саякского или Юлии (Хакасия). Здесь потребуется знание возраста и конкретного строения разреза вмещающей месторождение толщи, умение это выразить символами-образцами.

Другой тип учебных моделей представлен в курсе геохимических методов поисков. Пример одной из них. Дается краткое описание вскрытого эрозией Коренного месторождения и линейные продуктивности его рудной зоны и первичных геохимических ореолов. Предлагается мысленно перенести месторождение Коренное в зону тундры, затем тайги и степей и представить, что выветриванию оно подвергалось именно в этих ландшафтных условиях. Геохимические результаты выветривания заданы таблицей продуктивностей вторичных геохимических ореолов. Требуется: оценить уровень эрозионного среза место-

рождения Коренного в метрике рудной зоны ранее исследованного студентами одноформационного месторождения Кедрового и подсчитать в нем ресурсы металлов; оценить прогнозные ресурсы Коренного по продуктивности его вторичных геохимических ореолов, сформированных в различных ландшафтных условиях, но без учета коэффициентов остаточной продуктивности рудных элементов; оценить при этом же условии уровни эрозионного среза месторождения, сравнить их таблично с оценкой по первичному геохимическому ореолу и дать объяснение имеющим место расхождениям.

Все основные расчеты и построения можно выполнить за 1.5 часа на ЭВМ в дисплейном классе (или за одну ночь на калькуляторе, если прогулял свое время в классе). На первый взгляд, в задаче моделируется процесс химического выветривания сульфидного месторождения в различных природных условиях. Но тогда это была бы задача не по геохимическим методам поисков. В действительности же в ее решении заложен алгоритм модели неправильной оценки прогнозных ресурсов с последующим поиском источника ошибок и вызвавших их причин. Не следует думать, что задача слишком проста и что единственная причина возникающих неувязок - элементарное игнорирование коэффициентов остаточной продуктивности металлов. Первопричина, естественно, в этом, но сама оценка прогнозных ресурсов зависит не только от промашки с учетом выщелачивания металлов в зоне окисления, но и от неверно полученных в связи с этим оценок уровня эрозионного среза модельных рудных объектов. Элементы моделирования химического выветривания сульфидных руд и их первичных геохимических ореолов в различных обстановках начинают отчетливо проступать при поиске причин ошибок в оценке прогнозных ресурсов. В целом же задача имеет имитационный характер.

Наконец, пример моделирующих задач в области экологической геохимии. Студенту предлагается оценить период получищения почвы от внесенных в нее с нестандартными удобрениями высоких доз тяжелых металлов. Исходные данные: тип почвы, концентрация в ней микроэлементов, азотенный приток на опытный участок техногенной пыли с известной концентрацией в ней этих же микроэлементов (тяжелых металлов), концентрация микроэлементов в выращиваемой на участке сельскохозяйственной продукции. Выбираемые студентом условия: доза внесения нестандартных удобрений, урожайность сельскохозяйственной культуры, положение поля относительно элементарных ландшафтов (минимум два из пяти предлагаемых). Требуется оценить: период получищения почвы от внесенных с нестандартными удобрениями тяжелых металлов и степень ее обеспеченности микроэлементами через заданный после внесения удобрений период времени.

Задача решается на ПЭВМ, имеет значительный объем вычислений и предполагает построение большого числа графиков различных зависимостей. Все исходные данные формируются с помощью датчика случайных чисел, задача многовариантна. При ее решении возникает ряд труднопрогнозируемых ситуаций, связанных прежде всего с различным соотношением аэрогенного притока техногенных химических элементов и интенсивностью их естественной миграции в зависимости от выбранного положения опытного участка в каскадной ландшафтно-геохимической системе. Как и любую задачу, ее можно решать по-разному: нажимая в определенной последовательности клавиши на клавиатуре ЭВМ и вздрагивая при каждом очередном запросе о следующей порции данных или режиме работы или же осмысленно с анализом результатов на каждом этапе и "выжиманием" всего из программы. Последняя имеет два режима: для почвоведов с минимумом запросов по геохимии и геохимиков, когда возможен ввод с клавиатуры коэффициентов естественной миграции химических элементов, открывающий новый аспект в моделировании самоочищения почв и ландшафтов.

Таким образом, моделирование дает возможность тесно связать научное творчество с процессом обучения. Методически верный подход к моделированию вынуждает и исследователя, и студента добиваться правильной постановки задачи исследования, как задачи моделирования, то есть учиться правильно ставить вопросы. Правильно заданный вопрос, как известно, составляет половину правильного ответа.

ПРИКЛАДНАЯ ГЕОХИМИЯ В ОЦЕНКЕ СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

А.И.Летувнинкас, А.В.Квасников,
А.Д.Стронтелев, В.Е.Хохлов

С конца 80-х годов кафедра минералогии и геохимии совместно с НИЛ ЭПМ активно занимается различными аспектами применения методов прикладной геохимии в оценке состояния окружающей природной среды, теоретическим обоснованием выявляемых закономерностей распределения и миграции поллютантов в различных депонирующих и транспортирующих средах. Основной акцент при этом делается на группу тяжелых металлов - опасных и устойчивых загрязнителей почвы, водных систем, а вблизи промышленных предприятий и воздушного бассейна.

В условиях Сибири с ее продолжительной зимой для оценки эмиссии поллютантов исключительное значение имеет изучение уровня загрязнения снегового покрова - кратковременной депонирующей среды, структура геохимического поля которой достаточно полно отражает динамику воздушных масс над изучаемой территорией. Получены оценки притока загрязнителей на снеговой покров в различных районах Томской области. Так, приток пыли в 250-270 км севернее г.Томска составляет всего 4 кг/(кв.км*сут), в 40-50 км западнее г.Томска - 10 кг/(кв.км*сут), а на таком же расстоянии к северу от г.Томска - 30-40 кг/(кв.км*сут). Последнее направление совпадает с преобладающим направлением переноса воздушных масс и дает представление о вкладе промышленного города в загрязнение снегового покрова на таком значительном расстоянии. В городе вблизи транспортных магистралей и в зоне влияния промышленных предприятий приток пыли на снеговой покров достигает 600-800 кг/(кв.км*сут), а на самых критических участках даже 1200 кг/(кв.км*сут).

Изучен элементный состав зимних аэрогенных пылей. Во всех случаях в них оценивалась концентрация группы типоморфных для урбанизированных территорий тяжелых металлов (Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Cr, V, Sn, Ba, Y, La, Be), выборочно также Hg, W, Sb, Ag, Bi, Mn, As и других химических элементов, а также бенз(а)пирена. Установлено, что степень металлизации пылей вблизи города зависит от содержания в них литогенной компоненты и по мере удаления от него некоторое время возрастает.

С самого начала проведения геоэкологических исследований на кафедре они были направлены на важнейшие в социальном плане и весьма уязвимые экологические объекты - детские дошкольные учреждения города. Совместно с учеными медицинского университета было проведено обследование более десяти детских комбинатов в районах

города с различными уровнем и структурой техногенного загрязнения среды. Изучалось техногенное загрязнение почво-грунтов и снегового покрова (на группу тяжелых металлов и бенз(а)пирен), а также уровень физического развития и заболеваемость постоянно посещающих садики детей [154, 157].

Как и предполагалось, уровень техногенного загрязнения депонирующих сред на территориях детских учреждений оказался весьма неравномерным. В принятых Минздравом б.СССР шкалах его уровень для почво-грунтов соответствует низкому - среднему умеренно опасному, а если оценку вести по максимальным из выявленных концентраций загрязнителей (и это, по-видимому, в данном случае оправдано), то и высокому опасному. Коэффициенты концентрации наиболее опасных загрязнителей (ртуть, мышьяк, свинец, бенз(а)пирен) достигают 4.0 - 11.8 единиц в почво-грунтах и 10.0 - 44.8 единиц в снеговом покрове (кадмий, медь, сурьма, вольфрам). Запыленность территорий детских учреждений в большинстве случаев высокая (до 680-710 мг/кв.м*сут), что отчасти связано с их неправильным размещением (в непосредственной близости от транспортных магистралей, их узлов, вблизи предприятий с откровенно вредным производством).

Медицинские исследования детей показали, что уровень их заболеваемости наиболее отчетливо коррелирует с суммарным показателем загрязнения снегового покрова ($r=0.84$) и значительно слабее - почво-грунтов ($r=0.40$). Из отдельных загрязнителей с уровнем заболеваемости наиболее высокую корреляционную связь имеют концентрации бенз(а)пирена в почво-грунтах ($r=0.61$), свинца ($r=0.92$) и меди ($r=0.48$) в снеговом покрове.

В течении ряда лет комплексные геоэкологические исследования велись в районе Туганского титан-циркониевого месторождения. Работы проводились совместно с учеными географами, химиками и биологами. Установлено, что запыленность снегового покрова на территории месторождения снижается в южном направлении от 127 кг/(кв.км*сут) до 56 кг/(кв.км*сут), т.е. по мере приближения к г.Томску. Необычность ситуации объясняется достаточно просто: на таком удалении от промышленного города (25-40 км) в общей пылевой нагрузке доминирующее значение имеют местные источники загрязнения снегового покрова, в данном случае Туганский завод силикатных стеновых материалов. В целом на территории месторождения запыленность снегового покрова вне зон явного влияния местных источников загрязнения атмосферы составляет 20-40 кг/(кв.км*сут), а в населенных пунктах - 30-80 кг/(кв.км*сут). Заметим, что за условный фон по согласованию с областным комитетом экологии и природных ресурсов принимается состояние депонирующих сред в районе с.Калтай, где пылевая нагрузка составляет 24 кг/(кв.км*сут).

По концентрации тяжелых металлов в снеговой пыли район Туганского месторождения наиболее неблагоприятен по свинцу, коэффициент концентрации (КК) которого достигает 8.4-9.0 единиц. Немногим лучше ситуация по цинку (КК до 7.8) и олову (КК до 5.7). Общий уровень техногенного загрязнения снегового покрова территории по притоку пыли и суммарной концентрации в ней тяжелых металлов в шкале Минздрава б.СССР соответствует низкому [156].

Работами как по району Туганского месторождения, так и особенно Томского нефтехимического комбината показано, что для оценки опасности техногенной трансформации природных ландшафтов более существенное значение имеет не суммарный показатель загрязнения, широко используемый в санитарно-гигиенических оценках, а общая интенсивность притока токсикантов в ландшафт (модуль техногенного давления по М.А.Глазовской). В первую очередь это касается конечных звеньев сопряженных ландшафтно-геохимических систем - донных отложений местных водотоков и супераквальных ландшафтов. Наиболее неблагоприятная ситуация в этом отношении сложилась в северной части Туганского месторождения, где годовое аэрогенное выпадение цинка составляет более 18 кг/кв.км, хрома - более 5 кг, свинца - 4.6 кг, никеля - 3.9 кг, меди - 3.1 кг. Общий аэрогенный приток 12 изученных нами тяжелых металлов в этой зоне превышает фоновый в 148 раз, тогда как в южной части месторождения только в 57 раз [156]. Это серьезная предпосылка для развития техногенной трансформации местных ландшафтов, особенно подчиненных. Обращает на себя внимание в связи с этим установленное на этой территории аномально высокое содержание цинка в покровах различных видов мелких млекопитающих - до 625.7 мкг/г [168].

Суммарный показатель загрязнения почв района месторождения тяжелыми металлами в упоминавшейся шкале Минздрава низкий - менее 2 единиц в южной части месторождения и 6.6 единиц в северной.

Донные отложения р.Омутной и ее притоков, дренирующих район месторождения, имеют суммарный показатель загрязнения от 4.5 единиц в ее нижнем течении до 7.1 в верховьях - зоне наиболее интенсивного влияния завода силикатных стеновых материалов и ряда населенных пунктов (Малиновка, Октябрьский, Александровское). В илах водотоков наиболее активно накапливаются свинец, хром и кобальт. Сопоставление состава донных отложений р.Омутной и ряда водотоков Северного промузла г.Томска показывает, что процессы естественного самоочищения пока в целом справляются с техногенным загрязнением площади ее водосбора, но в донных отложениях уже отчетливо фиксируется накопление тяжелых металлов, прежде всего халькофилов.

Таким образом, эколого-геохимическое изучение района Туганского месторождения показало, что он находится под активным прес-

сингом аэрогенного загрязнения тяжелыми металлами, приток которых в сумме превышает фоновый почти в 150 раз, но интенсивно протекающие процессы самоочищения природных ландшафтов пока достаточно успешно справляются с нарастающим техногенным потоком загрязнителей (низкий уровень загрязнения почв). Полученные оценки с некоторым приближением дают представление об устойчивости кислых южно-таежных ландшафтов к техногенному воздействию, во всяком случае типа, свойственного району Тутанского месторождения (дальний с подветренной стороны пригород промышленного центра и местный источник в виде завода силикатных стеновых материалов). Накопление тяжелых металлов в донных отложениях и биоте - явный признак "интоксикации" ландшафта, "звоночек" для экологов и гигиенистов. С другой стороны, при подходе к делу в соответствии с требованиями природоохранного законодательства - это важная информация для проектировщиков, в том числе и горнорудного предприятия на базе Тутанского месторождения, и отправной момент при организации для данного района мониторинга природной среды.

В плане оценки уровня загрязнения воздушного бассейна территорий по результатам экогеохимического изучения снегового покрова интересные результаты получены по району Томского нефтехимического комбината. Оказалось, что снеговой покров прилегающей к комбинату территории депонирует лишь 0.5-1.1% от рассеиваемых этим предприятием в атмосфере водорастворимых углеводородов и их производных. В то же время в индексе загрязнения снеговых вод в пределах санитарно-защитной зоны предприятия на их долю приходится почти 1/3 часть (при условии, что сам индекс загрязнения составляет более 43 единиц относительно ПДК для водоемов рыбохозяйственного назначения). С учетом того, что порядка 99% этих загрязнителей в зимнее время рассеивается в атмосфере, было бы интересным дать и санитарно-гигиеническую оценку возможного влияния этого предприятия, особенно на население близлежащих населенных пунктов и северной окраины г.Томска.

Завершен определенный этап обобщения материалов по донным отложениям малых рек Северного промузла. Для целей геоэкологического картографирования разработаны принципы количественной оценки типоморфности химических элементов и комплексности техногенных геохимических потоков в донных отложениях, показана их взаимосвязь с уровнем техногенного загрязнения дренируемых водотоками территорий [150].

Имея в виду возможность перевода ТЭЦ-3 г.Томска на мазутное топливо, проведены исследования геохимической трансформации природной среды в районе одной из крупных подобного типа ГРЭС. Полученные данные по накоплению в различных генетических горизонтах

почв тяжелых металлов могут быть использованы для прогнозирования аналогичных процессов и в условиях Томской области [145].

Изучалось фазовое распределение тяжелых металлов в почвах и снеготалой воде. Установлено, что для городских территорий, где величина пылевой нагрузки в среднем превышает 400 кг/(кв.км*сут), в снеговую воду при таянии снега переходит от 1/4 до 1/3 свинца, меди и никеля, тогда как для проб, отобранных в пригородной зоне, где пылевая нагрузка составляет порядка 50 кг/(кв.км*сут), этот показатель существенно выше - 55-75%. В результате при оценке уровня техногенного загрязнения снегового покрова только на основании анализа аэрогенной пыли происходит занижение суммарного показателя загрязнения для условий города в среднем на 10%.

В теоретическом плане интересны результаты сопряженных исследований распределения тяжелых металлов в аэрогенных выпадениях на снеговую поверхность и почво-грунты. Получены статистически значимые зависимости, в простейших случаях описываемые уравнениями регрессии вида $Y=aX+b$, где параметры "a" и "b" - соответственно коэффициент восприимчивости почво-грунтов к загрязнению и показатель уровня техногенного загрязнения [64]. Интерес представляют также результаты исследований распределения меди в профиле подзолистых почв. На представительном материале показано, что в фоновых районах концентрация меди в почвах отчетливо коррелирует с ее содержанием в почвообразующих породах. По мере нарастания интенсивности техногенного загрязнения территорий такая связь ослабевает. В пределах выраженных техногенных геохимических аномалий основным фактором распределения меди по генетическим горизонтам почв являются не естественные процессы биогенной аккумуляции и подзолообразования, а интенсивность ее техногенного поступления в почвенный покров как депонирующую среду [63].

Применительно к условиям кислой южной тайги разработана обобщенная модель развития процессов самоочищения почв от группы тяжелых металлов при их однократном внесении, например, с нестандартными удобрениями (компостами, осадками городских очистных сооружений). Модель позволяет учесть аэрогенное поступление загрязнителей в почвы, их отчуждение с урожаем и естественную миграцию за пределы пахотного горизонта в условиях различного микрорельефа обрабатываемого поля. Модель реализована на персональных ЭВМ, является достаточно наглядной при "проигрывании" разнообразных ситуаций и предназначена в основном для учебных целей. Однако наполнение ее базы данных применительно к различным загрязнителям и условиям их миграции в сопряженных ландшафтно-геохимических системах представляет весьма непростую научную задачу.

В связи с растущими в стране и в мире тенденциями использования в сельском хозяйстве нестандартных удобрений изучен микроэлементный состав осадков комплекса очистных сооружений Томского нефтехимического комбината. Ввиду высоких концентраций в них ряда тяжелых металлов (прежде всего Cu, Zn, Cd, Pb, Ni) прямое их использование в качестве органических удобрений под зерновые и овощные культуры в условиях Томской области не представляется возможным [62].

Проведение разносторонних комплексных эколого-геохимических исследований, в том числе с медиками и специалистами других естественно-научных направлений, позволило открыть на кафедре подготовку студентов по специализации "Экологическая геохимия". Основой их подготовки является государственный образовательный стандарт по специальности "Геохимия", дополненный такими важными для развития системного представления о природных комплексах дисциплинами как "Основы почвоведения", "Ландшафтоведение и география почв", "Биогеохимия", "Геохимические циклы токсичных элементов", "Антропогенные геохимические аномалии", "Ландшафтно-геохимическое прогнозирование" и ряд других. В обучении особое внимание обращается на приобретение студентами практических навыков оценки состояния природной среды - постановка расчетных задач, специализированные курсовые и дипломные работы и т.п. Значителен объем занятий в классе персональных ЭВМ.

Таков далеко не полный перечень вопросов и проблем, вошедших в круг интересов прикладной геохимии и разрабатываемых сотрудниками кафедры, научно-исследовательской лаборатории экспериментальной и прикладной минералогии и аспирантами. Фактически это различные аспекты геохимии гипергенеза и биогеохимии, осложненные процессами техногенного загрязнения и нарушения природной среды. Геохимия как наука здесь оказывается то слугой, когда дело касается оценки состояния природной среды или отдельных ее компонентов, то опытной хозяйкой, когда речь заходит о миграции химических элементов, их дифференциации или накоплении на геохимических барьерах, словом, когда исследователь чувствует, что фактов уже достаточно и пора искать закономерность, выстраивать теорию. Тем более это относится к ситуациям, связанным с ландшафтно-геохимическим прогнозированием.

ДВА АСПЕКТА В ИНТЕРПРЕТАЦИИ УРОВНЯ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕГОВОГО ПОКРОВА

А.И.Летувнинкас

С эколого-геохимической точки зрения снеговой покров представляет собой природную среду, депонирующую распространяющиеся воздушным путем загрязнители и хранящую важнейшую информацию о их составе и уровне накопления. Известно, что существует теснейшая связь между составом снегового покрова отдельных территорий и санитарно-гигиеническим состоянием их воздушного бассейна [22, 27, 32 и др.]. Это справедливо как для крупных регионов, так и для ограниченных территорий, в техногенном загрязнении снегового покрова которых доминируют местные источники. При этом конечной целью эколого-геохимического изучения снегового покрова нередко является получение санитарно-гигиенических или медико-биологических оценок, связанных с различными аспектами загрязнения окружающей природной среды [22, 27, 32, 154 и др.].

Между тем в промышленных районах с интенсивными воздушными потоками разнообразных загрязняющих веществ не меньшее значение имеют исследования, связанные с прогнозированием общего развития природных ландшафтно-геохимических систем. Для этих целей система показателей, разработанная для санитарно-гигиенических оценок, оказывается недостаточно эффективной. В частности, здесь большое значение имеют не превышения концентраций химических элементов над их фоновыми параметрами в снеговой пыли, а общий приток экотоксичных компонентов в конкретные элементы ландшафта [156].

Таким образом, интерпретация загрязнения снегового покрова как депонирующей среды должна иметь как минимум два аспекта:

1) снеговой покров - индикатор уровня загрязнения атмосферы как важнейшей жизнеобеспечивающей среды;

2) снеговой покров - аккумулятор и поставщик в природную среду талых снеговых вод, химический состав которых в промышленных районах может быть значительно трансформирован техногенезом, т.е. его можно рассматривать как источник сточных атмосферных вод, загрязняющих гидросферу, прежде всего поверхностные воды.

Материалом для данной публикации послужили результаты более чем пятилетних эколого-геохимических исследований на территории Северного промозла г.Томска и его ближайшего окружения. Работы велись по стандартной методике [25]. Анализ проб на тяжелые металлы (Cr, Ni, Sn, V, Pb, Cu, Zn, Co, Be, Ba, Y, Cd, Ge, Mo, Bi, Ti) выполнялся количественным спектральным анализом в лаборатории экспериментальной и прикладной минералогии Томского государственного университета (аналитики Е.Д.Агапова и Е.М.Цымбалова), на макроком-

поненты (кальций, нитрат-, нитрит-, сульфат-, хлорид- и гидрокарбонат-ионы) в химической лаборатории НИЛ экспериментальной и прикладной минералогии ТГУ (аналитики Н.И.Харина и Т.В.Котляр), на органические загрязнители - в лаборатории анализа окружающей среды Института химии нефти СО РАН.

В качестве объекта, на котором дается анализ упоминавшихся выше подходов к использованию снегового покрова в качестве индикатора загрязнения природной среды, выбран район Томского нефтехимического комбината, имеющий широкий спектр компонентов-загрязнителей, поступающих на снеговой покров от различных источников загрязнения. Площадь характеризуемой территории составляет около 150 кв.км.

Снеговой покров как индикатор состояния воздушного бассейна территории

Для реализации подобного аспекта воспользуемся двумя методиками: основанной на учете состава снеговой пыли [27] и опирающейся на интенсивность притока загрязнителей на единицу поверхности депонирующей среды [22].

В основе первого метода находится утвержденная Минздравом Б.СССР ориентировочная шкала оценки аэрогенных очагов загрязнения. Ее авторы исходят из того, что основными санитарно-гигиеническими показателями состояния воздуха являются его запыленность и концентрация тяжелых металлов в пыли. Снеговой покров исследованного района как по уровню его запыленности (90 кг/кв.км/сут), так и по суммарному показателю загрязнения ($Z_c=21.8$), учитывающему превышение фоновых концентраций тяжелых металлов в снеговой пыли, может быть оценен как низкий, не представляющий опасности для здоровья людей. Среди индивидуальных загрязнителей наиболее высокие коэффициенты концентрации относительно фона (усредненная выборка для районов Калтая и Киреевска) имеют хром (4.3), иттрий (4.1), цинк (3.3), медь (3.2), ванадий (2.7) и молибден (2.6).

Второй метод, как отмечалось, основан на учете интенсивности выпадения на снеговой покров ряда загрязнителей, для которых томскими учеными-гигиенистами для условий Западной Сибири предложены рекомендуемые уровни ограничения их притока. С учетом последних и реального притока загрязнителей на снеговой покров исследованного района нами был рассчитан индекс загрязнения снегового покрова $I_c = P^i / P_n^i$, где P^i - фактический приток загрязнителя i на снеговой покров; P_n^i - рекомендуемый (нормированный) приток этого же загрязнителя; n - число учитываемых индексом загрязнителей. Индекс загрязнения I_c оказался равным 0.766 (в том числе пыль -

0.679, медь - 0.020, свинец - 0.054, никель - 0.007, ванадий - 0.004, кобальт - 0.002). Так как $I_c < 1$, формально можно считать, что загрязнение снегового покрова, а, следовательно, и атмосферного воздуха, не превышает рекомендуемый уровень. В действительности же это лишь самая приближенная оценка, так как учтен ограниченный круг компонентов-загрязнителей, без их возможного синергического действия.

Заметим, что и сам принцип оценки санитарно-гигиенического состояния воздушного бассейна по уровню техногенного загрязнения снегового покрова, основанный на корреляционных связях в системе транспортирующая среда (атмосфера) - депонирующая среда (снеговой покров), в данном случае в силу ряда обстоятельств требует весьма осторожного подхода.

Во-первых, упоминавшиеся корреляционные связи установлены для приоритетных загрязнителей воздушного бассейна (пыль, оксиды серы, углерода и азота) в условиях промышленно-городских агломераций с множественностью источников загрязнения (промышленные предприятия, транспорт, энергетические установки, коммунальное хозяйство), имеющих характерные для них спектры эмиссии загрязнителей [27]. В этом отношении изученный район таковым не является - вклад г.Томска в общую запыленность снегового покрова здесь вряд ли превышает 30-35 кг/кв.км/сут, т.е. составляет от нее только 33-38%.

Во-вторых, состояние воздушного бассейна района во многом определяется крупным нефтехимическим предприятием с набором специфических компонентов-загрязнителей, в том числе органических соединений, значительная часть которых слабо депонируется снежным покровом и не находится в корреляционной связи с эмиссией этим предприятием пыли и тяжелых металлов. В частности, депонирование снежным покровом водорастворимых углеводородов и их производных по нашим оценкам не превышает 0.5-1.1% от их эмиссии в атмосферу (в том числе ароматических УВ, трифенилфосфата и др.).

Таким образом, в данном случае правильней считать, что уровень загрязнения снегового покрова, оцененный в упоминавшихся шкалах Минздрава и по притоку на него загрязнителей, отражает не столько общее санитарно-гигиеническое состояние воздушного бассейна территории, сколько тот индустриальный фон, на котором происходит рассеяние специфических для ТНХК компонентов-загрязнителей. Что касается самого "индустриального фона", то он и так является достаточно выразительным: приток пыли превышает фоновый в 4-5 раз, а суммарная концентрация в ней группы указанных выше тяжелых металлов - в 25-30 раз.

Снеговой покров как потенциальный источник загрязнения гидросферы

Проведенными исследованиями установлено, что снеговой покров района ТНХК наряду с другими загрязняющими веществами депонирует также значительное количество кислотных компонентов - нитрит-, нитрат-, сульфат-, хлорид- и гидрокарбонат-ионы. Приток их на снеговой покров района в расчете на год составляет от 640 кг (нитрит-ион) до 35-38 тонн (сульфат-ион). Для нитрат-иона и хлорид-иона эти цифры еще внушительней - соответственно 74 и 216 тонн. Не вдаваясь в проблемы поиска их источников, удовлетворимся самим фактом их присутствия в снеговой воде, кстати в наиболее высоких концентрациях в санитарно-защитной зоне ТНХК и на подветренной ей территории. Концентрация хлорид-иона в снеговой воде последней в среднем в 2.5 раза выше, чем с наветренной к комбинату стороны.

Для суждения об опасности общего воздействия загрязненных снеговых вод на гидросферу был рассчитан индекс их загрязнения относительно ПДК вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов [171]. В обобщенном виде результаты представлены в таблице. Из органических токсичных соединений в подсчет были включены только ароматические углеводороды и дибутилфталат. Результат оказался неожиданным: индекс загрязнения снеговой воды для района в целом составляет почти 10 единиц без учета органических загрязнителей, а для санитарно-защитной зоны с учетом последних - более 43 единиц. Соотношение различных групп загрязнителей хорошо просматривается из данных в таблице.

Индекс загрязнения снеговых вод различными группами
загрязнителей

Компоненты	Весь район	Санитарно-защитная зона
Тяжелые металлы	9.18	10.13
в т.ч. ванадий	0.56	0.60
медь	6.49	6.89
цинк	1.66	1.86
никель	0.32	0.30
молибден	0.18	0.18
Кислотные компоненты	0.66	0.75
Органические соединения	нет данных	32.34
Общий индекс загрязнения	более 9.84	43.22

В санитарно-защитной зоне ТНХК доля органических загрязнителей в индексе загрязнения снеговых вод составляет 74.8%, тяжелых металлов - 23.5%. Индекс загрязнения кислотными компонентами ниже единицы. К сожалению, ввиду отсутствия данных по органическим загрязнителям за пределами санитарно-защитной зоны об общем индексе загрязнения снеговых вод этой территории судить невозможно, хотя, несомненно, он превышает 10 единиц. Среди тяжелых металлов наиболее высокие индексы загрязнения имеют медь, цинк, ванадий, никель и молибден.

Интенсивность воздействия промышленных систем на ландшафт, связанная с эмиссией ими вредных веществ, может быть охарактеризована через модуль техногенного давления. Для изученного района он максимален для хрома (4.35 кг/кв.км/год), меди (5.0), цинка (4.74), свинца (1.81), никеля (1.16), ванадия (1.11), кобальта (0.27). Коэффициенты общей нагрузки этих компонентов составляют от 5.5 (свинец) до 14.6 (хром) единиц. Общий приток пыли достигает 14 тонн/кв.км/год. Суммарный приток тяжелых металлов на снеговой покров района превышает фоновый в 116 раз, а кислотных компонентов - почти в 28 раз.

Выводы

1. Снеговой покров представляет собой один из важнейших источников информации о реальном аэрогенном поступлении вредных веществ в ландшафт, а с учетом коэффициента их депонирования - и эмиссии этих веществ технологическими процессами.

2. При интерпретации результатов эколого-геохимических исследований снегового покрова как депонирующей среды следует иметь в виду по меньшей мере два аспекта:

а) снеговой покров - индикатор санитарно-гигиенического состояния воздушного бассейна территории;

б) снеговой покров - потенциальный источник загрязнения гидросферы, почв и других компонентов ландшафта.

В первом случае важнейшими характеристиками является интенсивность притока пыли и других загрязнителей на снеговой покров, а также концентрация экотоксичных веществ в снеговой пыли. Учитываемыми показателями состояния снегового покрова являются пылевая нагрузка (кг/кв.км/сут), приток вредных веществ (мг/кв.дм/год) и суммарный показатель загрязнения $Z_c = \sum_{i=1}^n C^i / C_{\phi}^i \cdot (n-1)$, где C^i - концент-

рация компонента-загрязнителя i на исследуемой территории; n - число загрязнителей, для которых $C^i > C_{\phi}^i$. Удобной формализацией оценки интенсивности притока загрязнителей является расчет индекса загрязнения снегового покрова I_c - интегральной величины, получаемой

нормированием реального притока через рекомендуемый гигиенистами его уровень.

Во втором случае наибольший интерес представляют модуль техногенного давления отдельных загрязнителей, суммарный показатель общей нагрузки $Z_P = \sum_{i=1}^n P^i / P_{\phi}^i \cdot (n-1)$, где P^i - приток загрязнителя i на

снеговой покров исследуемой территории и P_{ϕ}^i - фонового района; n - число учитываемых показателем загрязнителей, для которых $P^i > P_{\phi}^i$, и индекс загрязнения снеговой воды I_{Σ} (нормирование ее состава через установленные ПДК для водоемов рыбохозяйственного назначения).

Получаемые таким образом оценки представляют собой важнейшую информацию для размышления эколога-профессионалам. Это своего рода полупродукт, грамотное использование которого требует учета реальной структуры ландшафта, его способности к самоочищению, а в ряде случаев (если не всегда) - учета результатов биоиндикационных исследований. В самом деле, отмеченные выше значения индекса I_{Σ} для местных непроточных водоемов могут угрожать гибелью представителям многих обычно населяющих их видов (например, земноводных), тогда как для водотоков со значительным коэффициентом разбавления токсичных снеговых вод загрязненных территорий относительно чистыми прямой угрозы они пока не представляют. В подобных ситуациях возможен только системный ландшафтно-геохимический и экогеохимический подход.

3. Использование снегового покрова в качестве индикатора санитарно-гигиенического состояния воздушного бассейна невозможно без учета коэффициентов депонирования основных загрязняющих веществ. Исключения здесь немногочисленны - например, городские территории со "стандартным" набором источников загрязнения, для основных поллютантов которых установлены корреляционные отношения в системе "аэрогенный поток - снеговой покров".

4. Актуальнейшими вопросами экологической геохимии на сегодня является изучение коэффициентов депонирования загрязнителей снежным покровом и коэффициентов их распределения в депонирующих средах в зависимости от ландшафтно-геохимических условий. В первом случае исследования должны быть направлены на изучение количественных соотношений компонентов в снеговом покрове локальных полей загрязнения вблизи их источников, во втором - на латеральную и радиальную миграцию загрязнителей в ландшафте и их накопление на геохимических барьерах.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В г.ТОМСКЕ И ЕГО ПРИГОРОДАХ

А.В.Квасников, Н.В.Ильченко,
Н.Г.Кацуба

Антропогенные потоки вещества, образующиеся в ходе производственно-бытовой деятельности городского населения, чрезвычайно многообразны. В них наблюдаются высокие концентрации широкого круга химических элементов, в том числе и токсичных. Включаясь в природные циклы миграции, антропогенные потоки приводят к быстрому распространению загрязняющих веществ в природных компонентах городского ландшафта, где неизбежно их взаимодействие с человеком. Анализ антропогенных миграционных потоков и особенности их взаимодействия с окружающей средой - необходимое звено в цепи многофакторной оценки состояния экологической обстановки города [27].

Пространственная картина распространения техногенных потоков в условиях города наиболее четко устанавливается по изменению химического состава тех природных сред, которые депонируют поступающие загрязняющие вещества. Прежде всего это относится к снеговому покрову, почвам и донным отложениям.

Атмосферные осадки являются главной приходной статьей водного баланса Земли. Под их влиянием протекает ряд природных процессов, в том числе гидрохимических и экзодинамических, оказывающих влияние на перенос вещества, формирование состава поверхностных и подземных вод, направленность и интенсивность почвообразования, развитие биоты. Оценка состояния атмосферы города по химическому составу атмосферных осадков, в частности снегового покрова, может дать за короткий срок информацию как по качественному, так и по количественному составу содержащихся в них примесей.

Для определения интенсивности техногенной нагрузки на окружающую среду на территории г.Томска и пригорода с 1990 г. проводится систематическое опробование снегового покрова. Загрязнение снегового покрова крайне неравномерно. Минерализация зимних атмосферных осадков в пределах города изменяется в диапазоне от 20 до 250 мг/л, а в пригородной зоне она не превышает 20-30 мг/л. Повышенная минерализация связана с основными компонентами загрязнения - сульфатами, хлоридами, соединениями азота. Приток пыли, в состав которой входят тяжелые металлы, для Томска оценивается в среднем в 200-250 кг/кв.км*сут (от 50 до 1200 кг/кв.км*сут), что несомненно отличается от данных для промышленных центров Западной Сибири. Морфология выявленных аномалий довольно сложная. Это

связано с особенностью распределения воздушных потоков в условиях города. В зимний период город представляет аномальный источник тепла, где возникают местные конвективные нисходящие и восходящие потоки. Размеры аномалий варьируют от сотен квадратных метров до десятков квадратных километров. Как правило, площади аномалий превышают размеры промышленных зон и распространяются на жилые кварталы.

Наиболее четко локальные геохимические аномалии проявляются при площадном опробовании снегового покрова. Зачастую они накладываются на аномалии более крупного масштаба. Наглядную картину миграции химических компонентов можно получить при анализе метеорологических параметров (направление, динамика и скорость ветра). При среднегодовой скорости ветра менее 2 м/с происходит накопление химических элементов практически на месте, при 5 м/с и более наблюдается вынос компонентов загрязнения на значительные расстояния от источника загрязнения [32].

В связи с вариацией состава пыли выделяются два типа аэрогенной нагрузки химических элементов на земную поверхность: 1) высокая нагрузка, формируемая в результате выпадения больших количеств пыли с фоновыми или близкими к ним содержаниями химических элементов; 2) высокая нагрузка, образуемая выпадением пыли с высокими содержаниями химических элементов [27]. Аномалии указанных выше типов были выделены на территории г.Томска (табл.1)[154,157].

Таблица 1.

Концентрация химических элементов в снеговой пыли, мг/кг

№	Pn	Pb	Zn	Cu	Ag	Co	Ni	Cr	V	Sn	Y	La
1	700	41	140	72	0.2	17	27	49	21	2	7	15
2	177	56	524	48	0.8	24	35	148	32	12	7	21
3	24	55	59	75	0.1	5	22	49	18	3	7	—

Примечание: Pn - пылевая нагрузка, кг/кв.км*сут; 1-3 - объекты:
1 - аномалия в Кировском районе; 2 - аномалия в Ленинском районе;
3 - условно фоновый р-он.

Концентрация тяжелых металлов в пылевых выпадениях на снег колеблется в широком интервале значений. В целом же она индивидуальна для каждого изученного района. Преобладающие в пыли тяжелые металлы можно разделить на три группы: халькофильные (Pb, Zn, Cu, Ag), большинство из которых имеют высокие коэффициенты концентрации; сидерофильные (Co, Ni, Cr, V), имеющие в большинстве случаев Кс не выше 3,0; литофильные (Sn, Y, La) с коэффициентами концентрации, не превышающими 3,0. Снеговая пыль обычно существенно обо-

гащена халькофилами при значительном содержании сидерофилов. Выявлены определенные закономерности в изменении состава снеговой пыли: наиболее богатые цинком аэрозоли одновременно оказываются самыми бедными свинцом и медью, а при увеличении концентрации последней параллельно растут концентрации свинца.

Таким образом, изучение химического состава атмосферных осадков представляет задачу первостепенной важности. Атмосферные осадки, в частности снеговой покров, чутко реагируют на загрязнение природной среды. Гидрохимическая трансформация атмосферных осадков в первую очередь отражается на почвах [32].

Почвенный покров, являясь индикатором геохимической обстановки в ландшафте и находясь на пересечении транспортных путей миграции загрязняющих веществ, интенсивно их аккумулирует, сорбирует почвенным поглощающим комплексом. Существует тесная взаимосвязь между ареалами загрязнения атмосферы, снегового покрова и почв. Эта взаимосвязь носит сложный пространственно-временной характер. Контуры ареалов загрязнения во всех средах изменяются во времени. Их изменение зависит не только от интенсивности антропогенного воздействия, но и от климатических факторов.

Микроэлементный состав почво-грунтов различных районов г.Томска достаточно индивидуален. Особенно значительны различия в содержании Zn, Pb, Cu, Hg, As. Максимальные концентрации халькофильных металлов, типичных продуктов техногенеза, характерны для почво-грунтов районов, прилегающих к промышленным предприятиям и вблизи автомагистралей. Для остальных районов характерны примерно одинаковые содержания халькофилов и сидерофилов при незначительной концентрации литофилов. По соотношению халькофильных элементов почвы для большинства районов города относятся к группе наиболее богатых цинком и бедных медью.

В группе сидерофилов наиболее контрастно распределение хрома. Районы с максимальным его содержанием примыкают к предприятиям с литейным производством и металлообработкой.

Выявлена индикационная роль почвы как депонента загрязнителей атмосферы и достаточно четкая количественная зависимость между концентрацией элементов в выпадениях и их накоплением в почвах. Наблюдаемые корреляционные связи статистически достоверны и в простейшем случае выражаются уравнением, имеющим вид $Y=aX+b$, где a и b - соответственно коэффициент восприимчивости почво-грунтов к загрязнению и показатель уровня техногенного загрязнения [64].

Промышленные зоны, находящиеся под воздействием нескольких источников загрязнения, характеризуются более сложными связями, но и они описываются линейными уравнениями с большим количеством переменных. Это обусловлено тем, что на распределение металлов су-

щественное влияние оказывает анионно-катионный состав атмосферных выпадений [65].

Закономерности распределения тяжелых металлов были выявлены и в профиле подзолистых почв. В незагрязненных почвах содержание химических элементов находится в статистически достоверной корреляционной зависимости с уровнем их концентрации в почвообразующих породах. На распределение микроэлементов оказывают влияние природные процессы: гумусонакопление и подзолообразование.

При незначительном загрязнении происходит ослабление корреляционной зависимости содержаний микроэлементов в гумусово-аккумулятивном горизонте с другими горизонтами почвенного профиля. Глубина проникновения загрязнения ($K_c > 3$) достигает 10-15 см и не выходит за пределы гумусово-аккумулятивного горизонта. В нижележащих горизонтах на распределение микроэлементов оказывают влияние естественные процессы: биогенная аккумуляция и подзолообразование.

В районе техногенных аномалий валовое содержание металлов в почвенном профиле уменьшается сверху вниз, т.е. основной источник поступления микроэлементов - атмосферные выпадения. Это подтверждают и корреляционные связи между содержанием металлов в генетических горизонтах почв (таблица 2).

Таблица 2

Корреляционные связи в генетических горизонтах почв
(на примере меди)

Горизонты	Фон	Зона техногенного воздействия	Техногенная аномалия
A - B	-0.48	-0.11	0.73
B - C	-0.29	0.76	0.99
A - C	0.49	0.19	0.61
r	0.38	0.35	0.44
n	25	32	18

Примечание: A, B и C - генетические горизонты почв;
r - критическое значение коэффициента корреляции, при $p=0.95$;
n - число проб.

Таким образом, на распределение микроэлементов в почвах, испытывающих антропогенное воздействие, основное влияние оказывают не естественные процессы, а техногенные.

Техногенные ореолы, связанные с выпадением химических элементов из атмосферы, обусловлены концентрацией загрязнителей в са-

мой верхней части почвенного горизонта. При этом, для техногенных ореолов в механически ненарушенных почвах наблюдается связь глубины проникновения загрязнителей в почву с интенсивностью их выпадения и длительностью воздействия [63].

В техногенной аномалии в почвах круг элементов-загрязнителей сужается по сравнению с их набором в аэрогенных выпадениях. Однако, ведущие элементы-загрязнители выбросов всегда проявляются в составе ассоциации техногенной почвенной аномалии. В них, как и в выпадениях, фиксируются специфические для конкретного производства элементы выбросов (таблица 3).

Таблица 3

Ассоциации химических элементов

Атмосферные выпадения	1	Cu, Hg, Ag, Zn, Pb, Ni, Co
	2	Cd, Zn, Cu, Ag, Sn, Pb, Cr, Ni
Почвы	1	Cu, Zn, Co, Pb, Ni, Ag
	2	Cu, Zn, Pb, Ni, Sn, Cr

Примечание:

- 1 - техногенная аномалия в Октябрьском районе г.Томска;
- 2 - техногенная аномалия в Кировском районе г.Томска.

В процессе техногенеза элементы выводятся из техногенных миграционных потоков в природные, как правило, на ограниченных площадях. Основную антропогенную нагрузку испытывают почвы, которые являются основной ареной последующей миграции химических элементов.

Так, у четырех видов мелких млекопитающих, занимающих различное положение в трофических цепях биогеоценоза, было исследовано содержание в покровах микроэлементов. Мелкие млекопитающие для опытов были отловлены в смешанном лесу в Томском районе. Результаты предварительных исследований позволили выявить тенденции накопления некоторых микроэлементов. Они появляются у разных видов, несмотря на существенные различия в характере питания. Практически у всех животных, отловленных в районах полиэлементных почвенных аномалий, было установлено избыточное содержание цинка. Для трех видов обнаружено довольно высокое содержание в покровах свинца, особенно у тех из них, которые обитали вблизи автодорог. В покровах мелких млекопитающих отмечено также повышенное содержание титана и марганца [168].

Как видим, эффекты антропогенного воздействия проявляются в различных компонентах природной среды, обуславливая значительные изменения ее естественного состояния.

Донные отложения местных водотоков формируются в условиях активного водообмена и обладают высокой сорбционной способностью к накоплению многих химических элементов. Переход последних в осадок осуществляется механическим осаждением взвесей, отложением на дне водоемов обогащенных металлами органических осадков, соосаждением при выпадении солей и непосредственно сорбцией. Донные отложения фиксируют результат достаточно длительного антропогенного воздействия на водную систему, а степень их загрязнения указывает на загрязнение всей среды в целом и отражает многие черты геохимии природных вод.

В поверхностных водотоках, испытывающих интенсивное антропогенное воздействие, идет активный процесс формирования особых донных отложений - техногенных илов, образование которых связано с увеличением поступления техногенной взвеси и ее последующим перераспределением в руслах. В техногенных илах происходит развитие техногенных потоков рассеяния химических элементов и они, в свою очередь, часто становятся источниками вторичного загрязнения водоемов.

Техногенные илы были изучены на примере отложений р.Ушайки и других малых рек района [156]. В сравнении с фоновыми условиями в их гранулометрическом составе отмечаются заметные изменения. В пределах города происходит увеличение доли крупного песка (влияние поверхностного стока, ливневая канализация) и глинистой фракции (сточные воды предприятий).

Техногенные потоки рассеяния в городе характеризуются широким комплексом химических элементов и очень высокими концентрациями многих из них. Характерной особенностью выявленных техногенных аномалий является преимущественное концентрирование халькофильных элементов (Zn, Cu, Pb и др.). Коэффициенты концентрации этих элементов достигают нескольких десятков (Kс меди = 25, Kс цинка = 20). Так, для донных отложений р.Ушайки характерно увеличение концентрации халькофилов от истока к устью. В то же время отмечаются локальные высокоаномальные участки, приуроченные к местам сброса загрязняющих веществ.

Поведение элементов группы железа имеет свои особенности. В целом для сидерофилов выявлена тенденция к некоторому незначительному уменьшению их содержания в донных отложениях вниз по течению. Коэффициенты концентрации на аномально высоких участках не превышают 3.

Нужно отметить, что важнейшим источником поступления химических элементов в водотоки являются ливневые стоки. Так с ливневыми стоками в водотоки поступает до 85% Zn, 70% Pb, около 60% Cu и 40% Ni [32]. Состав ливневого стока формируется за счет смыва почв,

смыва пыли с асфальта, эрозии зданий и сооружений, размыва свалок. На загрязнение взвешенного вещества ливневого стока значительное влияние оказывают выпадения из атмосферы.

Основной особенностью донных отложений малых рек является развитие в них контрастных и протяженных потоков рассеяния микроэлементов. Повышенные концентрации металлов связаны как с ливневым стоком, так и с результатом прямого воздействия стоков промышленных предприятий. Протяженность потоков химических элементов в донных отложениях малых рек зависит от мощности источников загрязнения и размеров водотоков. Формирование геохимических барьеров обусловлено изменениями геоморфологических условий аккумуляции материала как естественными (выполаживание профиля реки, расширение русла и долины, наличие затонов и т.д.), так и искусственными (наличие прудов, плотин) причинами. Геохимические барьеры, с одной стороны, способствуют выводу из водного потока значительных количеств загрязняющих веществ, с другой, приводят к формированию в реках зон повышенной экологической опасности.

Экологическая ситуация на территории г.Томска формируется под воздействием промышленных предприятий и транспорта. В результате сброса сточных вод, промышленных газообразных выбросов и т.п. загрязняются основные компоненты окружающей среды - поверхностные и подземные воды, атмосферные осадки, почвы, растительность, в сфере действия которых происходит жизнедеятельность человека. Они тесно связаны между собой как во времени, так и в пространстве. Поэтому нарушения в одной из природных сред вызывают соответствующие изменения в другой. Изучение миграции ингредиентов загрязнения в различных сферах позволяет лучше познать процессы и основные пути массопереноса в водной среде, атмосфере и почве.

Выделяют четыре степени воздействия антропогенных нагрузок: порог чувствительности, порог токсичности, порог устойчивости и порог выживания. В каждом конкретном случае трудно установить степень воздействия антропогенной нагрузки на тот или иной компонент экосистемы, поскольку слабо изучено "нормальное" состояние окружающей среды. В г.Томске явно перейден порог токсичности, а в некоторых случаях и порог устойчивости. Если не изменить отношение к природной среде, не уменьшить количество выбросов, то территория г.Томска может оказаться опасной для проживания людей.

ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

А.Д.Строителев, М.Д.Бабанский,
Н.Н.Борозниовская, М.А.Самохвалов,
В.К.Чистяков

Долгое время в деле развития минерально-сырьевой базы минералогии отводилась вспомогательная роль и ее уделом считались определительские и аналитические работы в поисково-разведочном процессе и при разработке технологических схем. В определенной степени формированию такого отношения способствовали сами минералоги, которые больше занимались внутриминералогическими проблемами, не уделяя должного внимания пограничным задачам прикладного плана.

В условиях, когда возросший спрос на минеральное сырье стал удовлетворяться не только за счет поисков и разведки месторождений, минералогия как фундаментальная наука естествознания вступила в более тесное взаимодействие со смежными науками, занимающимися наращиванием запасов минерального сырья в недрах, вовлечением в сферу производства нетрадиционных видов минерального сырья, разработкой и совершенствованием технологий обогащения, передела руд, рационального использования комплексных полезных ископаемых, утилизацией отвалных отходов их переработки и синтезом аналогов минерального сырья. При всей очевидной их самостоятельности между ними существует связующий объект исследования - минеральное вещество со всем многообразием его состава, строения и свойств.

Накопленный опыт творческого взаимодействия минералогов со специалистами другого профиля показывает, что оно не только способствует более эффективному решению поставленных задач, но и приводит к взаимному обогащению.

Одним из наглядных выражений такого взаимодействия является открытие отделов и лабораторий прикладной минералогии в отраслевых институтах, в системе МинГео института синтеза минерального сырья, а также защита докторских и кандидатских диссертаций минералогами, в том числе целым рядом выпускников нашего факультета, на звание не только геолого-минералогических, но и технических наук.

С открытием в 1970 году научно-исследовательской лаборатории экспериментальной минералогии и геохимии на факультете появились возможности для развития целенаправленных исследований минерального сырья и его аналогов.

Не останавливаясь на конкретной тематике исследований, выполняемых в этом направлении, следует отметить, что за время деятельности лаборатории она не имела жестких рамок и определялась поставленной целью и уровнем решаемых задач. Одна часть тем являлась логическим продолжением работ, выполняемых кафедрой минералогии и

кристаллографии, другие темы имели отчетливый поисковый характер. В связи с этим полученные результаты нашли неравнозначное освещение на страницах печати, в защищенных диссертациях и других информационных источниках. В предлагаемой статье обобщены лишь результаты исследований, имеющих четко выраженный прикладной характер и оформленные в виде авторских свидетельств и патентов на изобретение, сущность которых излагается в допустимых пределах.

В 1963 году по инициативе профессора И.К.Баженова на кафедре минералогии и кристаллографии была создана инициативная группа под руководством Д.В.Калинина для проведения исследований по моделированию процессов минералообразования при высоких температурах и давлениях. В частности, проводились эксперименты по изучению растворимости и кристаллизации сульфидов, входящих в состав полиметаллических руд.

В это время в мире интенсивно велись поиски месторождений кристаллов сфалерита как материала для создания оптико-электронных приборов нового поколения. Несмотря на его широкое распространение в рудах, поиски кондиционных кристаллов не дали ожидаемого результата и единственным решением этой задачи стал их синтез. Однако, наличие у сульфида цинка высокотемпературного полиморфного перехода явилось ограничением в выборе способа выращивания кристаллов сфалерита. По исходным предпосылкам приоритет был отдан гидротермальному способу, являющемуся моделью роста кристаллов в природных условиях. В число соисполнителей темы ГКНТ СССР была включена кафедральная группа экспериментаторов, имевшая опыт подобных исследований и необходимый парк приборов и оборудования.

В процессе выполнения темы была установлена принципиальная возможность получения кристаллов сфалерита методом температурного перепада из гидротермальных растворов переменного состава [4]. Но вырастить кристаллы, отвечающие предъявленным физиками требованиям, не удалось, как в лабораториях ИГиГ СО АН и института Кристаллографии АН СССР. В отличие от американских ученых у нас в стране считалось недопустимой роскошью использование в этих целях золота и платины. При продолжении работ в этом направлении выбор был остановлен на методе выращивания кристаллов из раствора в расплаве - отдаленная модель кристаллизации аксессуарных минералов в силикатных расплавах. Участвовавший в этой работе химик по званию А.И.Чернышов удачно подобрал расплавы-растворители, из которых были выращены более совершенные кристаллы сфалерита, а сам способ был зафиксирован в форме авторских свидетельств на изобретение (а.с.446305, 650270).

Возможно, не все знают, что профессор И.К.Баженов был одним из инициаторов вовлечения в производство глинозема нефелиновых по-

род. Он не только является одним из первооткрывателей Кня-Шалтырского месторождения нефелиновых руд, но совместно с профессором-химиком А.П.Бунтиным еще в 1949 году теоретически обосновал и экспериментально апробировал технологию получения из нефелина глинозема, соды, поташа и цемента. Принципиальные моменты предложенной ими технологии используются в технологической схеме Ачинского глиноземного комбината.

Идея И.К.Баженова по более рациональному использованию всей горной массы комплексных нефелиновых руд получила дальнейшую реализацию в лаборатории, научным руководителем которой он был. Проведенная в лаборатории минералого-химическая оценка состава отвальных шламов АГК, хвостов обогащения низкосортных нефелиновых руд и пород вскрыши Кня-Шалтырского месторождения показали, что они могут быть использованы как петруггическое сырье. На их основе были оптимизированы составы и разработаны способы получения каменного литья и шламо-петроситаллов (а.с.546590, 847648, 968971). Проведенные на Кондопожском заводе каменного литья полупромышленные испытания позволили получить опытную партию изделий, пригодных для футеровки узлов технологического оборудования, которое эксплуатируется в условиях высокого абразивного износа и агрессивных химических сред. В целом, полученные результаты позволили развить исследования по утилизации отвальных отходов переработки других видов минерального сырья и стали объективной предпосылкой для преобразования в 1986 году научной группы "Нефелин" в самостоятельную лабораторию (а.с.1011514, 1176564).

На протяжении всей своей деятельности И.К.Баженов питал полезную слабость к внедрению новых методов исследования минерального вещества. Среди других внедренных на кафедре методов в конце 60-х годов большое внимание уделялось методу люминесцентного анализа минералов и горных пород. С этой целью в лаборатории была создана группа "Термолюм", в задание которой входило изучение природы различных типов люминесценции, выяснение зависимости ее от факторов минералообразования и использования в активных средах (например, на АЭС). Проведенные многолетние исследования позволили не только провести совершенствование самого метода и определить возможности его применения, но и получить интересные результаты научного и прикладного плана [16 - 21, 238, 240, 242]. Целый ряд из них обладает абсолютной новизной, отвечающей уровню изобретений.

Использование люминесценции в прикладной минералогии основано на индивидуальности люминесцентных характеристик отдельных минералов, что связано с особенностями их состава и строения на атомно-электронном уровне. Так, например, был разработан способ выделения калиевого полевого шпата, необходимого для производства

тонкой керамики, по обнаружению ИК-излучения в диапазоне 860-880 нм (Cr^{3+}), характерного для КППШ пегматитов среднеглубинных и глубинных формаций и ряда редкометалльных гранитов (а.с.1427251). Кроме того, КППШ выделяется среди сопутствующих минералов (кварца, альбита, более основного плагиоклаза) по особенностям рентгенолюминесценции (РЛ) в видимой области спектра. Для относительно чистого КППШ с незначительным содержанием Na_2O , CaO характерна полоса излучения 460-480 нм (AlO^{4-}). Примесь плагиоклаза фиксируется по излучению 390-420 нм (SiO_4^{3-}). Исключительно чистый КППШ, каким иногда является самый поздний низкотемпературный КППШ из редкометалльных пегматитов, обладает минимальным выходом излучения в видимом диапазоне, поскольку в нем отсутствуют примеси ионов Li^+ , Na^+ , служащие компенсатором при образовании центров излучения AlO^{4-} .

В основу люминесцентных поисково-оценочных способов положен минералого-генетический принцип, поскольку образование и концентрация люминогенов в большинстве случаев являются следствием определенных температур, давлений, скорости остывания, кислотно-щелочного и окислительного режимов минералообразования (а.с.1274481, 1376067, 1407268 и др.). Предложены способы поиска, разбраковки и оценки пегматитов на камнесамоцветное сырье, редкие металлы, мусковитоносность и способ поисков магнетитовых месторождений (а.с.1467528). Эти способы основаны на выделении люминесцентных параметров, характеризующих определенные условия минералообразования. Предложен люминесцентный способ количественного определения содержания циркона в рудах [242].

Существенный вклад в наращивание научно-делового потенциала лаборатории был получен при выполнении темы по совершенствованию технологии производства электротехнического периклаза - минерала, который из-за уникального сочетания свойств (высокая температура плавления, теплопроводность на уровне металлов и инертность к электрическому току) получил широкое применение в различных отраслях промышленности (от бытовой до космической). Ввиду отсутствия его промышленных месторождений все возрастающий спрос на него удовлетворяется во всем мире за счет искусственного получения. В нашей стране освоен способ производства периклаза путем электродугового переплава магнезита и брусита. Вместе с тем применяемые на заводах технологические схемы не обеспечивают необходимого качества периклаза и нуждаются в постоянном совершенствовании.

На первом этапе исследований основное внимание было сосредоточено на изучении состава исходных магнезитов, продуктов их плавки и выявлении взаимосвязи между ними. Внесенные в технологию подготовки исходной шихты коррективы не позволили увеличить выход

электротехнического периклаза (ЭП) первого и высшего сортов. В последующем исследования были переориентированы на изучение факторов, влияющих на электрофизические свойства периклаза, поведение элементов-примесей в расплаве оксида магния при кристаллизации периклаза и "разделке" его многотоннажных блоков.

В работах [190, 195] было показано, что электропроводность ЭП, сильно загрязненного примесями, в значительной степени определяется существованием в нем примесных минеральных фаз, таких как монтсчеллит, мервинит, двукальциевый силикат. Эти исследования выполнены с применением разработанного в лаборатории метода декорирования электропроводящих каналов [195]. Для более чистого ЭП основной вклад в удельную электропроводность дает проводимость по поверхности его частиц [194].

Электрические свойства поверхности частиц ЭП формируются при измельчении кускового периклаза и зависят от состава и содержания примесей, технологии измельчения и состава атмосферы, в которую открывается новообразованная поверхность. Основные процессы на этой стадии: эмиссия электронов в атмосферу с приповерхностных примесей, их "прилипание" к кислороду; захват ионов кислорода поверхностью с образованием донорных (основных) центров высокой электрической активности; постепенное понижение активности центров за счет поверхностной миграции; взаимодействие центров с другими газами атмосферы и образование подвижных поверхностных ионов. В последующих технологических переделах и в процессе движения ЭП к потребителю продолжается эволюция его поверхностных свойств: реакции донорных центров с атмосферой. Найдены различные приемы подавления электрической проводимости по поверхности частиц ЭП на разных стадиях формирования ее свойств, которые одновременно приводят к снижению химической активности ЭП: дробление в сухом воздухе и газах O_2 , N_2 , Ar ; плазменная обработка в сухих инертных газах (а.с. 1096219); удаление из ЭП заряженных в результате дробления частиц; стравливание поверхностного слоя ионизированных примесей в активных растворах; введение в ЭП сильных твердых кислот, взаимодействующих с донорными центрами с заменой подвижного иона на малоподвижные твердые кислотные остатки (а.с. 961224, 1096218) [191].

Для снижения выхода пылевидной фракции и повышения удельного электросопротивления поверхности частиц порошкового ЭП был разработан эффективный прием [191]. Он заключается в закалке ЭП от температуры 2700-1100 °С. В промышленном масштабе реализована закалка периклазовых блоков весом около 10 тонн. Закалку проводят в воде, сразу после затвердевания жидкой части блока. Время полного затвердевания блока было определено по импульсному электромагнитному излучению с фронта кристаллизации [192]. Разработаны два тех-

нических проекта участка закалки периклазовых блоков - способом залива и способом душирования (а.с. 749049).

Очистку ЭП от примесей удалось осуществить на стадии плавления подачи ультразвука в расплав оригинальным способом (а.с. 1239095). На токи промышленной частоты в трехфазной дуговой плавильной печи накладываются импульсы тока частотой выше 6 кгц. В качестве электроакустического преобразователя работают электрические дуги печи. Ультразвук, поступающий в расплав, облегчает смывание примесей с фронта кристаллизации ЭП мелкомасштабными вихрями, которые возникают в ультразвуковом поле.

В целом выполнение темы "Периклаз" было завершено промышленным внедрением разработанных в лаборатории технологий на Северо-Ангарском периклазовом заводе ПО "Енисейзолото" с соответствующим экономическим эффектом [193].

При выполнении темы по минералого-технологической оценке руд Туганского комплексного месторождения с 1990 года начаты поисковые исследования по установлению возможностей использования получаемых из них концентратов и продуктов для разработки новых материалов различного назначения и организации их производства на предприятиях г.Томска. На данный момент разработаны составы и способы получения конденсаторных стеклокристаллических материалов на основе рутил-лейкоксенового концентрата. Новизна разработки подтверждена решением о выдаче авторского свидетельства на изобретение. Путем разработанного в лаборатории способа пирометаллургического передела ильменитового концентрата синтезирован сегнето-электрический ситалл с диэлектрической проницаемостью $\epsilon = 300$, диэлектрическими потерями $\tan \delta \leq 0.1$ и электрической прочностью не ниже 20 кВ/мм.

Одновременно в лаборатории ведутся исследования по разработке составов покрытий сварочных электродов на основе минеральных компонентов руд Туганского месторождения. Проведенные испытания созданного в лаборатории электрода ЭПМ-2, показали, что он обеспечивает в сравнении с известными более высокое качество наплавленного металла. Актуальность исследований предопределена тем, что с наведением прозрачных границ Россия осталась без минерально-сырьевой базы для производства сварочных электродов.

Определенный интерес представляют результаты инициативной работы лаборатории с металловедомы ИФП и МТЦ СО АН РФ по поиску минеральных модификаторов для легирования сталей и сплавов с целью повышения эксплуатационных свойств и морозостойкости. Исходя из требований к модификаторам, проведенный анализ природных минералов позволил определить круг минералов, которые могут быть заменителями используемых в промышленности дорогостоящих моди-

фикаторов. Экспериментальная апробация одного из таких минералов показала, что он обладает высоким модифицирующим эффектом, высокой усвояемостью расплавом при уровне эксплуатационных свойств модифицированной стали не ниже, чем при модифицировании ее металлическим цирконием, а также низкой стоимостью. На предполагаемое изобретение выданы авторское свидетельство и патент РФ, а внедрение его в промышленном масштабе вполне реально, так как этот минерал содержится в значительных количествах в отвальных отходах переработки руд ряда месторождений (патент РФ 1017033).

В заключение, следует подчеркнуть, что минералоги не должны быть безразличными ко всему тому, где имеют дело с минеральным сырьем и его аналогами независимо от способов поиска, добычи, переработки и синтеза. В конечном счете участие в решении проблем, стоящих на стыке разных наук, дает конкретный эффект в научном и прикладном плане. Поэтому, несмотря на тяжелое положение геологической отрасли в стране, подготовка минералогов должна продолжаться, в том числе и на факультете.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И. И., Бурдо А. И., Вознесенский В. Д., Зубарев И. Г. и др. Геодинамические реконструкции / Методическое пособие для региональных геологических исследований. - Л.: Недра, 1989. - 278 с.
2. Анасьев С. А., Коноваленко С. И. Влияние внутренних напряжений на оптические свойства еремесвита // Геология и геофизика, № 9, 1984. - С. 97-103.
3. Анасьев С.А., Васильева Е.Р., Гарагин В.К. и др. Находка хлоритовых пород с благородной шпинелью в магнетитовых скарнах р. Горон (Юго-Западный Памир) // Геология рудных месторождений. - 1991. № 6. - С. 100 - 103.
4. Бабанский М.Д., Стронтелев А.Д. О гидротермальном синтезе сфалерита / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С.183-193.
5. Баженов И.К., Индукаев Ю.В., Тюлюпо Б.М., Чистиков В.К. Геохимические особенности и закономерности локализации некоторых контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области (Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет (1917-1967)). - Томск: Изд-во ТГУ, 1968. - С.3-13.
6. Баженов И. К., Тюлюпо Б. М. Проблемы эндогенного рудообразования в работах ученых кафедры минералогии и кристаллографии ТГУ / Материалы по геохимии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1981. - С. 3-11.
7. Баженов И. К. Западный Саян / Очерки по геологии Сибири. - Л.: Изд-во АН СССР. - 1934. - 137 с.
8. Баженов И. К. Медные руды Хакасской автономной области Красноярского края / Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Вып. 2. - Томск, 1940. - 98 с.
9. Баженов И. К. Основные черты металлогении Восточного склона Кузнецкого Алатау // Сов. геология. - М.: 1947. - № 27. - с. 215
10. Баженов И.К. Комплексные соединения и их роль в геохимических процессах // Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1964. - С.148-159.
11. Баженов И.К., Кюз А.К. О новом железорудном месторождении в верховье р.Тей в Кузнецком Алатау // Вестник ЗСГРТ, Томск. 1931, № 3. - С.46-55.
12. Баженов И.К. Железистые кварциты Западного Саяна и их перспективы / Матер. к изучению месторождений железа и золота Западной Сибири. Тр. ТГУ, т.164.- Томск: Изд-во ТГУ, 1963.- С.3-10.
13. Бакуменко И.Т., Коноваленко С.И. Особенности формирования мигматитовых пегматитов и их положение среди гранитных пегматитов // Тр.ин-та Геол. и геофиз. СОАН СССР. - 1988, № 733. - С. 123 - 135.
14. Богачицкий В.В., Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Механизм формирования жильных систем пегматитов и возможности прогноза редкометалльных месторождений // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. - Новосибирск, 1983. - С. 45 - 57.
15. Богачицкий В.В., Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Система структурно-морфологических типов жильных зон редкометалльных пегматитов и возможности прогноза месторождений // Докл. АН СССР. - 1978, Т.240, № 5. - С. 1172 - 1175.
16. Борозникова Н. Н., Князев Г. Б., Макарова О. В. О возможности доминантного картирования гранитоидных массивов на примере Шиндинского плу-

- тона (Восточный Саян) / Применение люминесценции в геологии. - Екатеринбург, 1991. - С.49-50.
- 17.Борозновская Н. Н., Коноваленко С. И., Анапьев С. А. Возможности люминесцентного метода для решения некоторых технологических и поисково-оценочных задач (на примере мигроловых пегматитов Азиатской части СССР) / Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы СССР. - Ленинград, 1983. - С. 37-38.
- 18.Борозновская Н. Н., Коноваленко С. И. Рентгенолюминесценция полевых шпатов из пегматитов различной формационной принадлежности (на примере Енисейского кряжа) / Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Вып. 1 - Томск, 1990. - С. 212-219.
- 19.Борозновская Н. Н., Небера Т. С., Рогозина Т. Ю. Люминесценция калинаитровых полевых шпатов из щелочного комплекса Вишневых гор (Урал) // Геохимия, № 9. - 1982. - С.1366-1370.
- 20.Борозновская Н. Н. Генетическая и кристаллохимическая информативность люминесценции полевых шпатов и поисково-оценочные критерии пегматитовых жил / Минералогия и генезис пегматитов. Ч.2. - Мвассе, 1991. - С.40-51.
- 21.Борозновская Н. Н. Особенности рентгенолюминесценции полевых шпатов как показатель их генезиса // Записки ВМО, № 1, 1989. - С.110-119.
- 22.Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев Н.В. и др. Аэрозоли в природных ландшафтах Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1993. - 157 с.
- 23.Бульничков А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции. - Томск: Изд-во Томского ун-та, 1948. - 297 с.
- 24.Бульничков А. Я. О магматических формациях, диоритовых породах этих формаций и их металлогении и рудоносности / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1966. - С.10-18.
- 25.Геодинамика Южной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - 115 с.
- 26.Геохимия и полезные ископаемые Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1990. - С. 220-225.
- 27.Геохимия окружающей среды /Ю.Е.Саст, Б.А.Ревич, Е.П.Янин и др. -М.: Недра, 1990. -335 с.
- 28.Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геол.руд.месторождений. - 1960, № 1. - С. 45- 54.
- 29.Глазовский М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. - М.: Высш. школа, 1988. - 328 с.
- 30.Гуков С. В., Кизилев Г. Б. О температурном режиме рудообразования на железорудных месторождениях Верхнебаканского района в Западном Саяне / Проблемы геологии Сибири. Тезисы докладов научных чтений 30 марта-1 апреля 1994. - Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - С. 54-55.
- 31.Гуков С. В., Кизилев Г. Б. Структурная эволюция силурийского железо-рудного комплекса Западного Саяна / Тезисы докладов III Всесоюзной школы, ч.2. - Киев: 1989. - С. 56-57.
- 32.Динский С.А., Бельников Г.В. Возможности использования системного подхода в изучении географических пространственно-временных образований. - Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1992.- 245 с.
- 33.Евизова Н.З. Поисковая кристалломорфология. - М.:Недра, 1984. - 143 с.
- 34.Зайцев А. В. Эволюция геосинклиналей. - М: Недра, 1984. 208 с.
- 35.Зубков А. А., Кизилев Г. Б., Баников О. Л. К минералогии гидросиликатов железорудных месторождений магнетитово-скарново-й формации / Взаимосвязь процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в складчатых облас-

- тях юга Сибири. - Новосибирск: Ин-т геол. и геофизики СО АН СССР, 1988. - С. 114-135.
36. Зубков А. А., Кизилев Г. Б. Особенности состава и зональность скарново-рудных тел месторождения Мартоз / Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. - Томск: Изд-во ТГУ, 1988. - С. 56-63.
37. Зубков А. А., Макарова О. В., Кизилев Г. Б., Борозниевская Н. Н. Опыт картирования гранитоидных массивов по свойствам и составу полевых шпатов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР, 1989, т. 304, № 6. - С. 1441-1444.
38. Зубков А. А., Кизилев Г. Б., Макарова О. В. Использование типоморфных свойств полевых шпатов при среднемасштабном геологическом картировании магматических тел / Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири, вып. 1. - Томск: Изд-во ТГУ, 1990. - С. 220-225.
39. Зыков Е. Н. О гранатах некоторых контактово-метасоматических месторождений Восточного склона Кузнецкого Алатау и Горной Шории / Тр. Томского ун-та, серия геологическая, том 146. - Томск: Изд-во ТГУ, 1960. - С. 177-187.
40. Зыков Е. Н. О контактовом метаморфизме кристаллокластических туфов западной части Синюхинского рудного поля (Горный Алтай) / Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1967. - С. 35-42.
41. Зыринова Л. А., Стронгелев А. Д., Чекалин В. М. О типоморфной значимости элементов-примесей пирита Таловского месторождения (Рудный Алтай) / Проблемы генетической информации в минералогии. Материалы Всесоюз. минерал. семинара. - Сыктывкар, 1976. - С. 159-161.
42. Индукаев Ю. В. Взаимосвязь геодинамического режима, тектогенеза, магматизма и рудогенеза в процессе полициклического развития Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Сибири. Вып. 2. - Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - С. 292-299.
43. Индукаев Ю. В. Геолого-генетическая модель и главные закономерности формирования контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области / Вопросы геологии Сибири. Вып. 1. - Томск: Изд-во ТГУ, 1992. - С. 98-102.
44. Индукаев Ю. В. Металлогеническая специализация Алтае-Саянской области и ее структурно-формационных зон и главные закономерности формирования и размещения месторождений / Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1990. - С. 192-198.
45. Индукаев Ю. В. Металлогенические модели разнообразных геодинамических обстановок (режимов) формирования скарнидов центральной части Алтае-Саянской области / Проблемы геологии Сибири. Т. 2. - Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - С. 46-49.
46. Индукаев Ю. В. Моделирование и его использование для установления генезиса месторождений, выделения, описания и систематики рудных формаций / Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. - Новосибирск, 1981. - С. 20-21.
47. Индукаев Ю. В. Некоторые закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения центральной и западной части Алтае-Саянской области. - Томск: Изд-во ТГУ, 1988. - 356 с.
48. Индукаев Ю. В. Полигенность и полихронность оруденения в структурно-формационных зонах Алтае-Саянской области / Вопросы геологии Сибири. Вып. 3. - Томск: Изд-во ТГУ, 1993. - С. 129-137.
49. Индукаев Ю. В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. - Томск: Изд-во ТГУ, 1980, Т. 1. - 390 с.; Т. 2. - 297 с.

50. Индукаев Ю. В. Физико-химические и структурно-геологические условия образования скарновых месторождений Алтае-Саянской области / Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. - Ташкент: Фан, 1975. - С. 190 - 200.
51. Индукаев Ю. В. Генетические и геохимические закономерности формирования месторождений скарновой золоторудной формации / Геологические формации Сибири и их рудоносность. - Томск: Изд-во ТГУ, 1980. - С. 111-113.
52. Индукаев Ю. В. О редкоземельной минерализации в контактовых зонах некоторых железорудных полей Алтае-Саянской области. / Вопросы геологии Сибири. Материалы к научной конференции, посвященной 50-летию геологического образования в Томском университете (1-4 декабря 1971). - Томск, 1971. - С. 121-122.
53. Индукаев Ю. В. Особенности минералогического состава амфибол-скаполит-магнетитовых руд Хайлсольского месторождения (Кузнецкий Алатау). / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С. 137-145.
54. Индукаев Ю. В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. (Месторождения медно-вольфрамо-молибденовых, полиметаллических и мышьяково-кобальтовой формаций). ч. 2. - Томск: Изд-во ТГУ, 1980. - 296 с.
55. Индукаев Ю. В. Химизм и последовательность формирования скарновых медно-вольфрамо-молибденовых месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау / Вопросы петрологии и рудообразования. Тр. ТГУ, т. 221. - Томск: Изд-во ТГУ, 1974. - С. 39-58.
56. Калинин Д. В. Некоторые особенности минералогии и генезиса Таятского контактово-метасоматического железорудного месторождения // Материалы по минералогии петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири / Томск: Изд-во ТГУ, 1962. - С. 66-81.
57. Калинин Д. В. Об образовании магнетита контактово-метасоматических железорудных месторождений. // Геохимия, № 7. - 1962. - С. 642-648.
58. Камаев С. Г. О некоторых особенностях амфиболов Лавреновского месторождения (Кузнецкий Алатау). / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1966. - С. 127-139.
59. Камаев С. Г. О некоторых особенностях эпидотов Лавреновского месторождения (Кузнецкий Алатау). / Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1967. - С. 10-17.
60. Квасников А. В. Техногенное загрязнение окружающей среды в районе "Опытного поля" г. Томска / Проблемы экологии Томской области (экология производства, экологический мониторинг): Тезисы докладов региональной конференции. Т. 2. - Томск: Томск. госуд. ун-т, 1992. - С. 27.
61. Квасников А. В. Тяжелые металлы в осадках промышленно-бытовых вод / Основные проблемы охраны геологической среды (информационные материалы). - Томск: Томск. госуд. ун-т, 1995. - С. 114-118.
62. Квасников А. В., Квасникова З. Н. О возможности использования осадков КОС ТНХК города Томска / Проблемы геологии Сибири: Тезисы докладов научных чтений, посвященных 100-летию со дня рождения профессора В. А. Хахлова. Т. 2. - Томск: Томск. госуд. ун-т, 1994. - С. 134-135.
63. Квасников А. В., Квасникова З. Н., Питайкина О. А. Особенности распределения меди в подзолистых почвах Томского района / Естественные науки: Тезисы докладов региональной научно-практической конференции, посвященной пятиде-

сятилетию Томской области. Томск, декабрь 1994 г. - Томск: Томск. госуд. ун-т, 1994. - С.43.

64. Князиков А.В., Сазонтова Н.А. Зависимости распределения тяжелых металлов в сопредельных средах / Проблемы геологии Сибири: Тезисы докладов научных чтений, посвященных 100-летию со дня рождения профессора В.А.Хаклова. Т.2. - Томск: Томск. госуд. ун-т, 1994. - С.130-131.
65. Князиков А.В., Сазонтова Н.А. Особенности распределения тяжелых металлов в почвах и сопредельных средах / Современные проблемы геоэкологии и рационального использования природных ресурсов. Градостроительные и агроландшафтные проблемы в экологическом аспекте. Рациональное природопользование: Тезисы докладов международной конференции "Фундаментальные и прикладные проблемы охраны окружающей среды - ПООС-95". Т.4. - Томск: Томск. госуд. ун-т, 1995. - С.43.
66. Князев Г. Б. , Зубков А. А. , Фриц Н. А. Факторный анализ изменчивости состава амфиболов контактово-метасоматических железорудных месторождений / Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1990. - С. 226-235.
67. Князев Г. Б. , Хохлов В.Е. Новые данные о структуре Тейского железорудного месторождения. // Геология и геофизика, № 3. - 1985. - С.104-108.
68. Князев Г. Б. Магнетитовые месторождения пироксен-амфиболового и пироксен - амфибол-хлоритового минеральных типов // Геология и разведка, 1992, № 6. - С. 52-58.
69. Князев Г. Б. Минералогия и некоторые вопросы генезиса Восточного и Центрального участков Табратского магнетитового месторождения (Восточный Саян) / Вопросы петрологии и рудообразования. - Томск: Изд-во ТГУ, 1974. - С. 59-65.
70. Князев Г.Б. Закономерности размещения и особенности состава магнетитовых месторождений западной части Западного Саяна. / Проблемы типизации и прогнозирования железорудных месторождений. - Новосибирск : Наука, 1990. - С.33-46.
71. Князев Г.Б. К вопросу о петрохимической классификации метасоматических магнетитовых месторождений. / Геология и разведка, 1987, №3. - С.62-66.
72. Князев Г.Б. Малые добитолитовые габброидные интрузии железорудных полей Казыр-Кизирского синклинали (Восточный Саян). / Геология, петрология и полезные ископаемые Западной Сибири. - Томск : Изд-во Томского ун-та, 1976. - С.101-106.
73. Князев Г.Б. Некоторые общие закономерности магнетитового оруденения Казырского района (Восточный Саян). / Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Часть 2. Закономерности размещения и структурно-морфологические особенности локализации магнетитовых месторождений. - Новосибирск: ИГИГ СОАН СССР, 1974. - С.36 - 42.
74. Князев Г.Б. О двух типах диоритовых интрузий Кизирского железорудного района (Восточный Саян) / Геологические формации Сибири и их рудоносность, 1991, вып. 3. - С.64-71.
75. Князев Г.Б. О некоторых вопросах генезиса пироксеновых и апатит-пироксеновых жил Казырской группы железорудных месторождений (Восточный Саян) / Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1969. - С.75 - 81.
76. Князев Г.Б. О некоторых особенностях скарнирования изверженных пород основного состава на Табратском магнетитовом месторождении. / Вопросы

- минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С.146-152.
77. Князев Г.Б. Особенности интрузивного магматизма района Табратского месторождения. / Сборник статей по геологии Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1975. - С.57-65.
78. Князев Г.Б. Пироксен-плагиоклазовые диоритовидные породы железорудных месторождений Казырского района. / Материалы по петрологии и металлогении Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1976. - С.20-22.
79. Князев Г.Б. Региональная спецификация железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области / Актуальные проблемы региональной геологии Сибири. Тезисы докладов. - Новосибирск: 1992. - С.146-147.
80. Князев Г.Б. Состав и условия локализации железных руд Изыхольского месторождения (Кузнецкий Алагау). / Вопросы геологии Сибири, вып.2. - Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - С.300-313.
81. Князев Г.Б. Структурно-генетическая модель Тереховского магнетитового месторождения. // Геология и геофизика, № 12, 1988. - С.68-77.
82. Князев Г.Б. Уровни и пути концентрации железа на Волковском магнетитовом месторождении в Западном Саяне. / Вопросы геологии Сибири, вып.1. - Томск: Изд-во ТГУ, 1992. - С.108-114.
83. Князев Г.Б. Химико-минералогические особенности руд Табратского магнетитового месторождения. / Вопросы минералогии и геохимии эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. - Томск: Изд-во ТГУ, 1977. - С.23-36.
84. Князев Г.Б., Гуков С.В. Динамический режим и эндогенная минерализация рудоносных разломов западной части Западного Саяна. / Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. Тезисы докладов Всесоюзного совещания (Иркутск, 31 октября-3 ноября 1989). Иркутск: 1989. - С.207-208.
85. Князев Г.Б., Гуков С.В. и др. Кызырское железорудное месторождение (Зап.Саян) // Геологические формации Сибири и их рудоносность, 1991, вып. 3. - С. 104-112.
86. Князев Г.Б., Гуков С.В. Магнетитовые песчаники Верхнеабаканского железорудного района Западного Саяна. / Вулканогенно-осадочное рудообразование. Тезисы докладов конференции. Санкт-Петербург, 8-10 сентября 1992 г. - Сиб: 1992. - С.83-85.
87. Князев Г.Б., Гуков С.В. Связь типа оруденения и механизма образования рудовмещающих структур в зонах разломов Верхнеабаканского района Западного Саяна. / Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере. Тезисы докладов Всесоюзного совещания (Иркутск, 29 января - 1 февраля 1991). - Иркутск: 1991. - С.158-159.
88. Князев Г.Б., Гуков С.В. Структурные условия локализации железных руд Верхнеабаканского района Западного Саяна. / Вопросы геологии Сибири, вып.1. - Томск: Изд-во ТГУ, 1992. - С.115-123.
89. Князев Г.Б., Зубков А.А. и др. Структурно-генетическая модель Восточно-Бурлукского железорудного месторождения (Восточный Саян) / Геология и разведка, № 2, 1992. - С.62-69.
90. Князев Г.Б., Зубков А.А., Хохлов В.Е. Нижнечинжебинское железорудное месторождение в Восточном Саяне. / Геология и разведка, 1986, №6 - С.84-91.
91. Князев Г.Б., Летувшинских А.И. К вопросу о зональности и этапности контактово-метасоматических месторождений железа. / Вопросы геологии и географии. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С.13-16.
92. Князев Г.Б., Хохлов В.Е. Минералогия и некоторые вопросы генезиса Хабылукского магнетитового месторождения (Восточный Саян). / Материалы по

- минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1976. - С.28 - 35.
93. Князев Г.Б., Хохлов В.Е. Состав и стадийность образования железных руд Волковского месторождения (Западный Саян)./Вопросы генезиса эндогенных месторождений, вып.7. - Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1988. - С.62-75.
94. Князев Г.Б., Хохлов В.Е. Химико-минералогические особенности руд Таятского метасоматического магнетитового месторождения скарполитового подтипа (Восточный Саян)./ Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - Иркутск: Иркутский политех.ин-т, 1981. - С.36-47.
95. Князев Г.Б., Хохлов В.Е., Зубков А.А., Цой К.С. Лантаноиды в апатитах контактово-метасоматических железорудных месторождений./ Геохимия, 1988, №7. - С.1062-1066.
96. Князев Г.Б., Хохлов В.Е., Зубков А.А. Магнетитовые руды Одиночного месторождения (Восточный Саян). / Материалы по геохимии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1981. - С.54-56.
97. Князев Г.Б., Гухов С.В. Амфиболы Волковского железорудного месторождения. / Проблемы геологии Сибири (тезисы докладов научных чтений 30 марта-1 апреля 1994). - Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - С.50-51.
98. Калтегов Л.Н. Стадии минералообразования Березовского железорудного месторождения (Восточный Саян)./ Вопросы геологии Сибири. Материалы к научной конференции, посвященной 50-летию геологического образования в Томском университете (1-4 декабря 1971). Томск. - 1971. - С.115 - 116.
99. Колыгов Л.Н. К использованию геохимических особенностей магнетита с целью формационно-комплексной корреляции интрузий (на примере района Березовского месторождения в Восточном Саяне)./ Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С.85 - 95.
100. Колыго Е.К., Камяев С.Г. Пироксены Лавреновского месторождения (Кузнецкий Алатау) / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Тр. ТГУ, т.201. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - с.108-115.
101. Колыго С.С. Гранаты Инского месторождения./ Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края/ - Томск: Изд-во ТГУ, 1969. - С.43-49.
102. Колыго С.С. К вопросу о формах переноса металлов при образовании контактово-метасоматических железорудных месторождений./ Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1967. - С.35 - 42.
103. Колыго С.С. Скарны Инского железорудного месторождения. / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Тр. ТГУ, т.201.- Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С.116-123.
104. Колыго С.С. Температурные условия метаморфизма скарнов Инского месторождения. / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1966. - С.168 - 172.
105. Кононаленко С.И., Сазонова Н.А. Некоторые особенности минерального и химического состава миароловых пегматитов Юго-Западного Памира / Проблемы геологии Сибири. - Томск: 1994. - Т.2. - С. 61 - 62.
106. Кононаленко С. И., Анянцев С. А., Россовский Л. Н. Корундовая минерализация в гнейсово-мраморных толщах восточной части Алтае-Саянской складчатой области / Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. - Новосибирск: 1983. - С. 57-62.

107. Коноваленко С. И., Аняньев С. А. Типоморфизм корунда в плагиоклазитах разного генезиса // Вопросы геологии Сибири. - Вып. 2. - Томск: 1994. - С. 273-281.
108. Коноваленко С. И., Баженов В. А., Новгородцева Т. Ю. Использование методов кальцитометрии при поисках метаморфогенных месторождений рубина // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Вып. 11. - Ленинград: 1987. - С. 87-93.
109. Коноваленко С. И., Баженов В. А., Попов В. М. Находка розовых и красных хромосодержащих корундов в мраморах Туркестанского хребта на юге Киргизии // Докл. АН СССР, Т. 311, № 6. - 1990. - С. 1440-1443.
110. Коноваленко С. И., Бахтин А. И., Лопатин О. Н. Природа окраски цветного и полихромного турмалина из мраморовых пегматитов Юго-Западного Памира // Минерал. журнал, Т. 13, № 2. - 1991. - С. 54-62.
111. Коноваленко С. И., Бозин А. В. Розовый мусковит из пегматитов Енисейского хребта / Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края. Вып. 3. - Красноярск: 1975. - С. 40-44.
112. Коноваленко С. И., Бозин А. В. Элементы-примеси в слюдах как индикатор редкометалльного оруденения (на примере пегматитов юго-западного обрамления Сибирской платформы) / Минералы и горные породы Красноярского края. Вып. 4. - Новосибирск: 1977. - С. 140-142.
113. Коноваленко С. И., Волошин А. В., Пахомовский Я. А. и др. Вольфрамосодержащие разновидности тантало-ниобатов из мраморовых гранитных пегматитов Юго-Западного Памира // Минерал. журнал, Т. 4, № 1, 1982. - С. 65-74.
114. Коноваленко С. И. Вертикальная минералого-геохимическая зональность крупнопадающей жильной серии сподуменовых пегматитов, локализованных в карбонатной толще / Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Вып. 1. - Томск: 1990. - С. 126-133.
115. Коноваленко С. И. Минералогическое картирование мраморовых пегматитов Юго-Западного Памира / Минералогическое картирование рудных полей и месторождений. - Миасс: 1983. - С. 15-16.
116. Коноваленко С. И. Минералого-геохимическое картирование редкометалльных пегматитовых полей на основе комплексного изучения порообразующих жильных минералов / Геология, геохимия, минералогия и металлогения юга Сибири. - Томск: 1990. - С. 152-154.
117. Коноваленко С. И. Причина появления необычных ассоциаций боросодержащих минералов в мраморовых пегматитах Юго-Западного Памира / Теория минералогии. Т. 2. - Сыктывкар: 1991. - С. 102-103.
118. Коноваленко С. И. Типоморфизм турмалина из разноглубинных пегматитов Юго-Западного Памира / Теория и методология минералогии. Т. 1. - Сыктывкар: 1985. - С. 167-168.
119. Коноваленко С. И., Россовский Л. Н., Аняньев С. А., Петухов Е. П.. Первая находка гамбергита в пегматитах СССР // Докл. АН СССР. - 1981. - Т. 260, № 4. - С. 991-996.
120. Коноваленко С. И., Волошин А. В., Пахомовский Я. А. и др. Тусионит - $MnSn(BO_3)_2$ - новый борат из гранитных пегматитов Юго-Западного Памира // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 272, № 6. - С. 1449-1453.
121. Коноваленко С. И., Аняньев С. А. Внутреннее строение и вещественный состав мраморовых пегматитов Юго-Западного Памира // Минералогия и генезис пегматитов. - Миасс: 1991. - С. 26-27.
122. Коноваленко С. И., Аняньев С. А. Мраморовые пегматиты Юго-Западного Памира как источник цветного турмалина, а также редких и новых минералов -

- гамбергита, еремеевита, стибикокулумбита, тетравикманита, тусионита и др. // Тездоклады 27 МИГ - М., Наука: 1984. - Т.VII. - С. 269 - 270.
123. Коноваленко С.И., Анищенко С.А. Специфика минерального состава, особенности геологической позиции и перспективы альпийских мигматитов центрального звена Гималайского мегапояса // Второе Всесоюзное геоморфологическое совещание. - Черноголовка: 1989. - С. 223 - 224.
124. Коноваленко С.И., Борин А.В. Особенности распределения редких щелочных элементов в турмалинах шерл-эльбант-тсильванитового ряда пегматитового генезиса // Вопросы геологии и рудоносности Средней Сибири. Тр. СНИИГГиМС, вып. 179. - Новосибирск: 1979. - С. 87 - 90.
125. Коноваленко С.И., Кумеев С.С., Россовский Л.Н. Использование калиевых полевых шпатов для изучения зональности поля сподуменовых пегматитов // Полевые шпаты в процессе породообразования. - Элиста: 1980. - С. 98 - 118.
126. Коноваленко С.И., Кумеев С.С., Россовский Л.Н. Пегматиты западного обрамления Сибирской платформы: полевошпатовая минералогия, геохимия, условия образования / Вопросы изоморфизма и генезиса минеральных индивидов и комплексов. - Элиста: 1977. - С. 381 - 399.
127. Коноваленко С.И., Кумеев С.С., Россовский Л.Н. Структурно-фазовые особенности полевых шпатов из редкометалльных пегматитов юга Сибири // Геология рудных месторождений Красноярского края. - Труды СНИИГГиМС, 1977. - Вып. 257. - С. 73 - 80.
128. Коноваленко С.И., Кумеев С.С., Россовский Л.Н. Структурно-фазовые особенности полевых шпатов из пегматитов Средней Азии / Вопросы генезиса и рудоносности гранитоидных комплексов. - Элиста: 1979. - С. 158 - 166.
129. Коноваленко С.И., Кухаренко О.А. Возможность определения формационной принадлежности гранитных пегматитов по данным рентгеноструктурного исследования свойственных им гранатов // Вопросы геологии Сибири. - Томск, 1994. - Вып. 3. - С. 159-163.
130. Коноваленко С.И., Назарова Г.С., Заришова Л.Д. Уточнение кристаллографических позиций железа в турмалинах по данным спектроскопических методов // Минералогическая кристаллография, кристаллогенезис, кристаллосинтез. - Сыктывкар: 1990. - Труды института геологии. Вып. 77. - С. 56 - 60.
131. Коноваленко С.И., Россовский Л.Н. Перспективы северных районов Красноярского края на редкие металлы и драгоценные камни в связи с геотектонической позицией пегматитовых поясов // Геология и закономерности размещения эндогенного оруденения западного обрамления Сибирской платформы. - Труды СНИИГГиМС, 1978. - Вып. 262. - С. 80 - 83.
132. Коноваленко С.И., Россовский Л.Н. Формации пегматитов западного обрамления Сибирской платформы // Геология и закономерности размещения эндогенного оруденения западного обрамления Сибирской платформы. - Труды СНИИГГиМС, 1978. - Вып. 262. - С. 22 - 29.
133. Коноваленко С.И., Россовский Л.Н. Возможность разделения пегматитов разных структурных этажей по типохимическим особенностям блокового калишпата // Вопросы геологии Сибири. - Томск: 1992. - Вып. 1. - С. 76 - 83.
134. Коноваленко С.И., Соколов П.Б., Нестеров А.Р. Особенности химического состава гранатов из разноглубинных пегматитов Юго-Западного Памира // Вестник ЛГУ. - 1988. - Сер. 7, вып. 1. - С. 71 - 76.
135. Коноваленко С.И., Россовский Л.Н. Закономерности размещения полей сподуменовых пегматитов // Разведка и охрана недр. - 1977. - № 7. - С. 17 - 21.

136. Коноваленко С.И., Россовский Л.И. Некоторые закономерности размещения крупных полей редкометалльных пегматитов // Минералы и горные породы Красноярского края. - Красноярск: 1977. - Вып.4. - С. 60 - 68.
137. Копылова Л.П. Генетические особенности контактово-метасоматического оруднения Ижморских магнитных аномалий // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1964. - С.248-257.
138. Копылова Л.П. Сфен скарнового железоруднения Ижморских магнитных аномалий (Кузнецкий Алатау). // Материалы к изучению месторождений железа и золота Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1963. - С.69-74.
139. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. - Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1987. - 176 с.
140. Курбатов С. М. Меднорудные контактовые месторождения Хакасской области Сибкрая / Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая. Ч. 2. - Л.: Изд-во АН СССР, 1934. - С. 8-14.
141. Летушицкий А.И. Гранаты метаморфических и метасоматических пород Ташелгинского района. / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С.153-157.
142. Летушицкий А.И. Редкий тип альмандин-гроссуляр-спессартинового граната. / Вопросы геологии Сибири. Материалы к научной конференции, посвященной 50-летию геологического образования в Томском университете (1-4 декабря 1971). - Томск, 1971. - С.121-122.
143. Летушицкий А.И. Форстеритовые кальцифиты в метаморфическом комплексе Ташелги (Горная Шория). / Вопросы петрологии и рудообразования. - Томск: Изд-во ТГУ, 1974. - С.86-89.
144. Летушицкий А.И., Кислев Г.Б. Метаморфогенный магнетит в мигматизированных амфиболитах Ташелги. / Вопросы геологии и географии. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С.30-32.
145. Летушицкий А.И. Геохимическая трансформация природной среды в зоне влияния маутиных ТЭЦ. / Основные проблемы охраны геологической среды. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1995. - С.88-92.
146. Летушицкий А.И. Стадийность гидротермального минералообразования. - Томск: Изд-во ТГУ, 1991. - 216 с.
147. Летушицкий А.И. К вопросу о стадийности гидротермального минералообразования. / Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. - Новосибирск: Наука, 1983. - С.16-31.
148. Летушицкий А.И. О выделении генераций минералов / Геология, геохимия, минералогия и металлогения юга Сибири: Тезисы докладов научн. конференции, посвященной 100-летию со дня рождения профессора, доктора геол.-минер. наук И.К.Баженова. - Томск: 1990. - С.81-83.
149. Летушицкий А.И. Стадийность постмагматического минералообразования. - Томск: Изд-во ТГУ, 1977. - 110 с.
150. Летушицкий А.И. Техногенная трансформация химического состава донных отложений малых рек // Проблемы геологии Сибири: Тезисы докладов научных чтений, посвященных 100-летию со дня рождения профессора В.А.Халлова. Т.2. - Томск: Томск.госуд.ун-т, 1994. - С.128-129.
151. Летушицкий А.И., Квасников А.В. Тяжелые металлы в почвах фонового участка / Проблемы экологии Томской области (экология производства, экологический мониторинг): Тезисы докладов региональной конференции. Т.2. Томск, 1992. - Томск: Томск.госуд. ун-т, 1992. - С.35.

152. Летушицкий А.И., Хохлов В.Е. Тяжелые металлы в депонирующих средах Северного промузла. / Проблемы экологии Томской области (экология производства, экологический мониторинг, т.2). - Томск: Томский госуд. ун-т, 1992. - С.36-39.
153. Летушицкий А.И., Мельникова Н.Д., Моисеева С.В. Температурные условия формирования магнетитов Тальского месторождения (Енисейский край) / Матер. по минералогии, петрологии и полезным ископаемым. Тр. ТГУ, т.257. - Томск: Изд-во ТГУ, 1976. - С.92-97.
154. Летушицкий А.И., Нарзулаев С.Б., Филипов Г.П., Кавылевич Л.В., Квасников А.В. Техногенное загрязнение и здоровье детей в дошкольных учреждениях г.Томска. - Томск: Изд-во Томск.госуд. ун-та, 1993. - 92 с.
155. Летушицкий А.И., Савицкий Л.А. Кристалломорфологическая зональность одного из рудопроявлений золота. / Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. - Томск: Изд-во ТГУ, 1988. - С.28-31.
156. Летушицкий А.И., Строителев А.Д., Квасников А.В. Геохимические аспекты состояния природной среды в районе Туганского титан-циркониевого месторождения / Основные проблемы охраны геологической среды (информационные материалы). - Томск: Томск.госуд.ун-т, 1995. - С.93-99.
157. Летушицкий А.И., Хохлов В.Е., Квасников А.В. Техногенное загрязнение территорий детских дошкольных учреждений г.Томска / Проблемы экологии Сибири: Тезисы докладов научных чтений, посвященных 100-летию со дня рождения профессора В.А.Хохлова.Т.2. - Томск: Томск.госуд. ун-т, 1994. - С.136-137.
158. Мананков А.В. Амфиболы метасоматических пород Ташелгинно-Майзасской рудной зоны (Горная Шория). /Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1967. - С.24-31.
159. Мананков А.В. Гранаты из метаморфических пород и скариов Ташелгинской группы железорудных месторождений//Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1964. - С.28-39.
160. Мантис В.В., Россовский Л.Н., Коноваленко С.Н., Салмин С.П. Тантал в турмалинах из пегматитов Памира и Гиндукуша // Геохимия. - 1987. - № 5. - С. 680 - 684.
161. Мантис В.В., Л.Н.Россовский, А.Н.Шостацкий, Н.М.Кумскова. О новом минерале магноколумбите // Докл. АН СССР. - 1963. - Т. 148, № 2. - С. 420 - 423.
162. Мантис В.В., Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. и др. Тантал в слюдах из пегматитов Памирско-Гиндукушской провинции // Геохимия. - 1981, № 2. - С. 305 - 309.
163. Матросов И.И., Борозникова Н.Н., Чистиков В.К. Типоморфизм рентгенолюминесцентных свойств полевых шнагов// Рудные формации и месторождения Сибири. - Томск: Изд-во Том.ун-та, 1979. - С.36-38.
164. Матросов И.И., Погорелов Ю.Л. Спектры рентгенолюминесценции пород из экзоконтактов жил редкометалловых пегматитов//Геохимия. 1977. - № 4. - С. 627 - 631.
165. Матросов И.И., Чистиков В.К., Погорелов Ю.Л. Исследование термолуминесценции геологических материалов. - Томск: ТГУ, 1979. - 113 с.
166. Матросов И.И., Борозникова Н.Н., Коноваленко С.И., Россовский Л.Н. Рентгенолюминесценция Мп в полевых шпатах из пегматитов различного генезиса// Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края. - Новосибирск: 1982. - С. 28 - 32.

167. Мюшш А. С., Сархатин О. Г. О тектонической периодизации истории Земли // ДАН СССР. Т. 234. № 2. - 1977. - С. 413-416.
168. Москвитина Н.С., Летушицкий А.И., Азизиенко Н.Н., Квасников А.В., Строитель А.Д. Содержание отдельных тяжелых металлов в покровах мелких млекопитающих из района Туганского месторождения / Проблемы геологии Сибири: Тезисы докладов научных чтений, посвященных 100-летию со дня рождения профессора В.А.Хихтова.Т.2. - Томск: Томск.госуд.ун-т, 1994. - С.132-133.
169. Небера Т.С., Нечаев В.В., Батурина Т.П. Применение люминесцентного анализа для корреляции малых дайковых интрузий северо-западной части Салаира (Тайинский и Каменский комплексы) // Вопросы геологии Сибири. - Томск : ТГУ. - 1992. - С.113-116.
170. Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтас-Саянской области. - Новокузнецк: 1995. - 356 с.
171. Обобщенный перечень ПДК и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. - М.: 1991. - 44 с.
172. Основные проблемы рудообразования и металлогении. - М. : Наука, 1990. - 282 с.
173. Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая / Известия Томского университета. Кн. 62. - 1915 - 763 с.
174. Пилипенко П.П. Скарны и оруденение. / Труды Моск.геол.-разв. ин-та, т.13, 1939.
175. Родькина В.Г. Гранат и везувиан из скарнов верховий р.Кия (Кузнецкий Алатау). Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во Том.ун-та, 1967. - С.35-42.
176. Родькина В.Г. Мигматизованные скарны Загорного массива (Кузнецкий Алатау). - Томск: Изд-во ТГУ, 1995. - 99 с.
177. Родькина В.Г. Минералогия Кия-Шалтырского массива. - Томск: Изд-во ТГУ, 1980. - 148 с.
178. Родькина В.Г. Пироксены Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау). / Сборник статей по геологии Сибири. - Томск: Изд-во Том.ун-та, 1975. - С.125-138.
179. Родькина В.Г., Гринев Ю.М. Нефелин-пироксен-пирротитовые и пироксен-пирротитовые породы Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау) // Зап.Всесоюз. минералог.-ва. - 1988. - Ч. 117, вып.6. - С. 668-673.
180. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Геохимические особенности калевых полевых шпатов сподуменовых пегматитов // Геохимия. - 1980, № 9. - С. 1412-1417.
181. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Гималайский пегматитовый метаярус // Геология, минералогия, геохимия и генезис пегматитов. Методы их прогнозирования, поисков и разведки. - Иркутск: 1981. - С. 56 - 58.
182. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Аняшев С.А. Месторождения рубина в мраморах // Геология рудных месторождений. - 1982. - Т. 26, № 2. - С. 57 - 66.
183. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Кумеев С.С. Геохимические и структурные особенности полевых шпатов из пегматитов зонального поля // Геология и геофизика. - 1981. - С. 70 - 76.
184. Россовский Л.Н., Шостакский А.Н. О типах поясов редкометалльных пегматитов // Геол.рудн.месторождений. - 1971. - № 1. - С. 88 - 92.
185. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Драгоценные камни в пегматитах Гянджуки Южного Памира и Западных Гималаев. // Самоцветы. - Л.: Наука. 1930. - С. 52 - 62.

- 186.Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Корундовые плагиоклазиты Юго- Западно- го Памира // Докл.АН СССР. - 1977. - Т.235, № 3. - С. 63 - 666.
- 187.Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. О Южно-Азиатском пегматитовом поясе // Докл.АН СССР. - 1976. - Т.229, №3. - С. 695 - 698.
- 188.Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Бовин Ю.П. Десилицированные пегматиты с дравитом и корундом (Юго-Западный Памир) // Изв.АН СССР. Сер.Геол. - 1978. - № 11. - С. 40 - 53.
- 189.Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Гмырев В.М. Глубина формирования гранитных пегматитов (на примере Гиндикуша) // Изв.АН СССР, Сер.геол. - 1976. - № 10. - С. 39 - 54.
- 190.Самохвалов М. А. , Строителев А. Д. , Смирнова Р. И. Температурные эффекты электропроводности периклаза // Изв. АН СССР, Неорг. матер. , 1981, т. 17, № 2. - С. 361.
- 191.Самохвалов М. А. , Строителев А. Д. Совершенствование технологии производства электротехнического периклаза на основе магнезита / Тез. докл. конф. Рациональное использование природных ресурсов Сибири. - Томск: 1984. - С. 74.
- 192.Самохвалов М. А. Контроль затвердевания расплава MgO по импульсному электромагнитному полю. / Тез. докл. Всесоюз. совещания "Электронимпульсная технология и электромагнитные процессы в нагруженных твердых телах. - Томск: 1982. - С. 175-176.
- 193.Самохвалов М. А. Лабораторные, полупромышленные и промышленные испытания закалки периклаза / Отчет о НИР "Разработка оптимального способа закалки электротехнического периклаза для улучшения его электроизоляционных свойств", инв. № 976043, деп. ВНИИЦ, 1980 г.
- 194.Самохвалов М. А. Модификация свойств поверхности частиц порошкового электротехнического периклаза / Тез. докл. Всесоюзн. научн. - техн. совещания "Состояние, проблемы и перспективы разработок и производства электротехнического периклаза", Свердловск: 1991. - С. 81-82.
- 195.Самохвалов М. А. Неоднородность электрической проводимости технического поликристаллического периклаза // Изв. АН СССР, Неорг. матер. , 1982, № 6. - С. 1051.
- 196.Сарогин О. Г. Теория тектоники литосферных плит - современная геологическая теория. - М. : 1984. - 40 с.
- 197.Свешникова В. Л. , Строителев А. Д. Минералого-геохимические особенности и классификация руд Рубцовского месторождения // Тр. Томск. ун-та, серия геологическая. - Томск: Изд-во ТГУ, 1977. - С. 83-88.
- 198.Свешникова В. Л. , Строителев А. Д. Особенности строения и состава Рубцовского месторождения (Рудный Алтай) / Материалы по геохимии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1981. - С.46-50.
- 199.Сергеев В. Н. Анатомия и морфогенетические типы расщепления индивидов магнетита / Вопросы минералогии и геохимии эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. - Томск: Изд-во ТГУ, 1977. - С. 3-22.
- 200.Сергеев В. Н. Анатомия природных минералов и генетическая информативность примесей / Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. - Новосибирск: Изд-во Наука, Сибирское отделение РАН, 1983. - С. 78-89.
- 201.Сергеев В.Н. Типоморфные особенности внутреннего строения минеральных индивидов на примере магнетита из скарновых и гидротермальных месторождений / Вопросы петрологии и рудообразования. Тр. ТГУ, т.221.- Томск: Изд-во ТГУ, 1974. - С.18-24.

- 202.Сергеев В.Н. Эволюция габитуса кристаллов магнетита в процессе роста на примерах из некоторых месторождений Западной Сибири / Матер. по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Тр. Томск. отделения МОИП, вып.2.- Томск: Изд-во ТГУ, 1964.- С.40-48.
- 203.Строителев А.Д., Беллев А.П., Чекалкин В.М., Степченко С.Г. Основные черты геологии и перспективность нового Рубцовского рудного района (Рудный Алтай). / Вопросы геологии и географии. Материалы научной конференции выпускников ГГФ. - Томск: Изд-во ТГУ, - 1972. - С.40-46.
- 204.Строителев А. Д. , Беллев А. П. , Чекалкин В. М. , Бальтер Б. Л. Особенности геологического строения и оруденения Степного месторождения (Рудный Алтай) // Труды Томск. ун-та, т. 232. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С. 194-204.
- 205.Строителев А. Д. , Зырянова Л. А. , Доронин А. Я. Строение и состав зоны окисления Захаровского месторождения (Рудный Алтай) / Геологические формации Сибири и их рудоносность. - Томск: Изд-во ТГУ, 1983, вып. 2. - С. 47-54.
- 206.Строителев А. Д. , Зырянова Л. А. , Чекалкин В. М. Особенности строения и состава зоны окисления Степного месторождения (Рудный Алтай) / Рудные формации и месторождения Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1979. - С. 131-135.
- 207.Строителев А. Д. , Зырянова Л. А. Технологическое значение минералогического картирования рудной зоны Захаровского месторождения / Геология, геохимия, минералогия и металлогения Томск: Изд-во ТГУ, 1983, вып. 2. - С. 47-54.
- 208.Строителев А. Д. , Зырянова Л. А. Эволюция состава оруденения месторождений Таловского рудного поля (Рудный Алтай) / Тез. докл. конф. Основные параметры эндогенного рудообразования. - Новосибирск: 1977. - С. 73-74.
- 209.Строителев А. Д. , Свешникова В. Л. , Зырянова Л. А. , Доронин А. Я. , Чекалкин В. М. Комплексная оценка руд полиметаллических месторождений Рубцовского рудного района (Рудный Алтай) / Материалы по геохимии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1981. - С. 12-20.
- 210.Строителев А. Д. , Чекалкин В. М. , Зырянова Л. А. Морфогенетические типы первичного оруденения Степного месторождения (Рудный Алтай) / Вопросы минералогии и геохимии эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. - Томск: Изд-во ТГУ, 1977. - С. 58-66.
- 211.Строителев А.Д. , Бабанский М.Д. К вопросу о возможности использования железистости сфалерита в качестве геотермометра. // Геохимия, 1965, № 5. - С.132-134.
- 212.Строителев А.Д., Фомин Ю.А. К вопросу о возможности использования кристаллов сфалерита в качестве типоморфного признака /Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Тр. ТГУ, т.232.- Томск: Изд-во ТГУ, 1972.- С.179-182.
- 213.Тюлюпо Б.М. Геохимические условия образования месторождений халькофильных элементов. / Минералогия и геохимия месторождений железа и золота.- Томск: Изд-во ТГУ, 1988.- С.14-27.
- 214.Тюлюпо Б.М. Геохимия железных руд эндогенных месторождений./ Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Часть 1. Вопросы генезиса, магматизм и железоруднение, региональный и контактовый метаморфизм. - Новосибирск: ИГИГ СОАН СССР, 1974. - С.85-93.
- 215.Тюлюпо Б.М. Изменение химического состава и свойств пирротина в процессе образования сульфидно-магнетитовых руд месторождений Коп-Тау и Монгол (Горная Шория) / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Тр. ТГУ, т.186. -Томск: Изд-во ТГУ, 1966.- С.198-206.

216. Тюлюпо Б.М. Источники железа метасоматических магнетитовых месторождений Сибири. / Геология и полезные ископаемые Сибири, т.3 - Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири (материалы к научной конференции). - Томск: Изд-во ТГУ, 1974. - С.73-75.
217. Тюлюпо Б.М. Критерии определения генетического типа железорудных месторождений. / Проблемы геологии и металлогении Сибири. Тр. ТГУ, т.203. - Томск: Изд-во ТГУ, 1969. - С.141-156.
218. Тюлюпо Б.М. Окислы железа в контактово-метасоматических месторождениях Чебаковской группы (Кузнецкий Алатау). // Тр. Томск. ун-та, том 146, сер. геол., 1960. - С.177-187.
219. Тюлюпо Б.М. Особенности геологического развития Ташелгино-Майзасской рудной зоны. / Проблемы геологии и металлогении Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1969. - С.141-156.
220. Тюлюпо Б.М. Поведение железа при метаморфизме // Геология и геофизика, 8, 1976. - С.50-56.
221. Тюлюпо Б.М. Роль калия и натрия при образовании скариновых месторождений железа. / Материалы по петрологии и металлогении Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1976. - С.53-60.
222. Тюлюпо Б.М. Роль карбонатных пород в образовании окислов железа контактово-метасоматических месторождений Кузнецкого Алатау / Вопросы петрологии и рудообразования. Тр. ТГУ, т.221. - Томск: Изд-во ТГУ, 1974. - С.11-17.
223. Тюлюпо Б.М. Рудные месторождения. - Томск: Изд-во ТГУ, ч.1, Черные металлы, 1976. - 177 с., ч.2, Цветные металлы, 1983. - 216 с., ч.3, Редкие элементы, уран и золото, 1989. - 200 с.
224. Тюлюпо Б.М. Эпидоты контактово-метасоматических месторождений железа Кузнецкого Алатау. // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1969. - С.50-56.
225. Тюлюпо Б.М., Летунишкин А.И. Мигматиты Ташелгино-Майзасской иньекционной зоны (Горная Шория). / Вопросы минералогии и геохимии эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. - Томск: Изд-во ТГУ, 1977. - С.45-57.
226. Тюлюпо Б.М., Летунишкин А.И. Проявления метаморфизма в метасоматических магнетитовых месторождениях осевой зоны Кузнецкого Алатау // Изв. АН СССР, сер. геол., 1973. - С.60-70.
227. Тюлюпо Б.М., Маняников А.В., Летунишкин А.И. Процессы минералообразования в зоне разлома сквозного длительного развития (Горная Шория) / Проблемы геологии и металлогении Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1969. - С.175-187.
228. Ферман А.Е. Минералогические и геохимические методы поисков полезных ископаемых. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. - 446 с.
229. Ферман А.Е. Пегматиты. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. - Т.1. - 712 с.
230. Хохлов В.Е. Болотное магнетитовое месторождение (Восточный Саян). / Рудные формации и месторождения Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1979. - С.69-72.
231. Хохлов В.Е., Князев Г.Б., Долгушин С.С. "Рудные порфириты" Казырского железорудного района (Восточный Саян). / Материалы по геохимии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1981. - С.54-56.
232. Хохлов В.Е., Князев Г.Б., Зубков А.А. Структурные и генетические особенности Одиночного магнетитового месторождения (Восточный Саян). / Геологические формации Сибири и их рудоносность, вып.2. - Томск: Изд-во ТГУ, 1983. - С.26-30.
233. Чекакин В. М. , Белшев А. П. , Бальтер Б. Л. , Строителев А. Д. О возрасте полиметаллического оруденения Степного месторождения (Рудный Алтай) / Де-

- воиские прогибы Саяно-Алтайской горной области. Тез. докл. - Новокузнецк: 1972. - С. 24-26.
234. Чистяков В.К. Минералогия и условия образования контактово-метасоматических пород и руд Уйюкского района в Горной Шории // Уч. записки ТГУ, 1960, т.36. - С.91-113.
235. Чистяков В.К. Гранаты из скарнов Уйюкского железорудного района в Горной Шории / Материалы по минералогии петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1962. - С.29-37.
236. Чистяков В.К. и Каливин Д.В. Об одном случае околорудного изменения пород на Ампадыкском железорудном месторождении. / Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во ТГУ, 1964. - С.65.
237. Чистяков В.К. К вопросу об использовании элементов-примесей в магнетите как критерия минералогическо-геохимической связи месторождений с интрузиями. / Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - С.106-118.
238. Чистяков В.К. Люминесцентные характеристики магматических и метаморфических комплексов пород // Применение люминесценции в геологии. - Екатеринбург: УРО АН СССР, 1991. - С. 77 - 78.
239. Чистяков В.К. О домоните из контактово-метасоматических месторождений Горной Шории. // Материалы к изучению месторождений железа и золота Западной Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1963. - С.63-68.
240. Чистяков В.К. Особенности природной и искусственной термолюминесценции из интрузивных и метаморфических пород // Изв. АН СССР, серия геол. - 1974. - № 8. - С.81-90.
241. Чистяков В.К. Элементы-примеси в аксессуарном магнетите гранитоидных комплексов Алтае-Саянской области / Сборник статей по геологии Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1975. - С.102-112.
242. Чистяков В.К., Небера Т.С., Симонова Т.А. Рентгенлюминесцентный способ количественного определения содержания циркония. / Природокомплекс Томской области. - Томск: Изд-во ТГУ, 1990. - С.63-68.
243. Экология Северного промышленного узла г.Томска: Проблемы и решения / Под ред. А.М.Адама. - Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - 260с.
244. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. - Л.: Наука, 1977. - 291 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Геодинамические особенности развития и рудогенез полициклических складчатых областей (на примере эволюции Алтае-Саянской системы). <i>Индукаев Ю.В.</i>	7
Контактово-метасоматические месторождения Алтае-Саянской складчатой области. <i>Князев Г.Б., Индукаев Ю.В., Летушишас А.И., Родыгина В.Г., Сергеев В.Н., Хохлов В.Е., Чистяков В.К.</i>	22
Полиметаллические месторождения Рубцовского рудного района (Рудный Алтай). <i>Строителев А.Д., Зырянова Л.А., Сосинишкова В.Л.</i>	40
Гранитные пегматиты активизированных блоков докембрия. <i>Коповаленко С.И., Каренин Е.А., Сазонова Н.А.</i>	57
Типоморфизм минералов и его практическое значение. <i>Коповаленко С.И., Бабанский М.Д., Борозновская Н.Н., Князев Г.Б., Родыгина В.Г., Строителев А.Д.</i>	63
Парагенезисы и стадийность минералообразования. <i>Летушишас А.И., Индукаев Ю.В., Князев Г.Б., Коповаленко С.И.</i>	77
Моделирование как метод познания геологических процессов. <i>Князев Г.Б., Бабанский М.Д., Индукаев Ю.В., Летушишас А.И.</i>	89
✓ Прикладная геохимия в оценке состояния природной среды. <i>Летушишас А.И., Квасников А.В., Строителев А.Д., Хохлов В.Е.</i>	98
✓ Два аспекта в интерпретации уровня техногенного загрязнения снегового покрова. <i>Летушишас А.И.</i>	104
✓ Геохимические аспекты состояния природной среды в г. Томске и его пригородах. <i>Квасников А.В., Ильченко Н.В., Кацуба Н.Г.</i>	110
Исследования в области прикладной минералогии. <i>Строителев А.Д., Бабанский М.Д., Борозновская Н.Н., Самохвалов М.А., Чистяков В.К.</i>	117
Литература	124

УДК 551.2:553.2:235.222/223

Геодинамические особенности развития и рудогенез полициклических складчатых областей (на примере эволюции Алтае-Саянской системы). Индукаев Ю.В. // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.7-21.

Отражены результаты палеорекострукции геодинамических обстановок и режимов и особенности развития земной коры в процессе полициклической эволюции Алтае-Саянской горной системы. Значительное внимание уделено начальным, промежуточным структурам и современным складчато-блоковым сооружениям. Показано, что конкретным геодинамическим обстановкам (режимам) характерны соответствующие тектонические структуры и определенные геологические формации, в том числе и рудные. Рассмотрены основные закономерности металлогении. Библиогр.11.

УДК:553.3/4:550.42(571.1)

Контактово-метасоматические месторождения Алтае-Саянской складчатой области. Князев Г.Б., Гукоя С.В., Индукаев Ю.В., Петушинок А.И., Родыгина В.Г., Сергеев Б.Н., Хохляк В.Е., Чистяков В.К. // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.22-39.

Показаны закономерности распределения, состав, элементы строения, связь с магматизмом и основные вопросы генезиса контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Рассмотрены месторождения железа, золота, меди, кобальта и других металлов.

Библиогр.101.

УДК 553.44.43

Полиметаллические месторождения Рубцовского рудного района (Рудный Алтай). Строитель А.Д., Зыряков Л.А., Савицкий В.Л. // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С. 40-56.

Рассмотрены основные черты геологии нового Рубцовского рудного района, являющегося погребенным северо-западным продолжением рудно-алтайских структур: литолого-стратиграфическое и структурное положение открытых в нем месторождений; морфогенетические особенности первичного оруденения и вторичная зональность вскрытых частей рудной зоны. Показано, что хотя разведанные запасы руд обладают пятипорядковой изменчивостью рудной составляющей, ни одно из месторождений не имеет формационной самостоятельности, являясь новым аналогом собственно-полиметаллической формации Рудного Алтая.

Илл.2, библиогр.11.

УДК 552.322.2:553.064

Гранитные пегматиты активизированных блоков докембрия. *Конюшенко С.И., Каретин Е.Л., Сазонтова Н.А.* // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.57-62.

Рассмотрена специфика развития гранитных пегматитов в активизированных блоках докембрия. Показано, что для данных структурных элементов земной коры свойственна длительная история развития с одновременной гранитизацией пород фундамента и неоднократным гранитообразованием. Это приводит к совмещению на одном эрозионном уровне разноглубинных пегматитовых формаций. Пегматитовую продуктивность блоков обуславливают жилы периода активизации. Индикаторами зон активизации выступают альбит-сподуменовые редкометаллические пегматиты и микродолеритовые пегматиты. Последние выделяются в качестве новой самостоятельной пегматитовой формации малых глубин.

Библиогр.18.

УДК 549.01 (035)

Типоморфизм минералов и его практическое значение. *Конюшенко С.И., Бабанский М.Д., Борозновская Н.Н., Князев Г.Б., Родыгина В.Г., Строитель А.Д.* // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.63-76.

Кратко рассмотрено развитие понятия типоморфизма минералов. Дана его современная трактовка с позиций огромного объема новых данных, полученных в последнее время с помощью локальных методов исследования. На конкретных примерах по пегматитовым, скарновым, гидротермальным и другим минеральным системам показан вклад сотрудников кафедры в развитие основных направлений типоморфного анализа (типохимизма, кристалломорфологии, кристаллофизики, структурного типоморфизма, люминесценции, термобарометрии).

Библиогр.69.

УДК 553.061.11

Парагенезисы и стадийность минералообразования. *Летушицкий А.И., Индукаев Ю.В., Князев Г.Б., Конюшенко С.И.* // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.77-88.

Рассмотрены понятия минерального парагенезиса и стадийности минералообразования применительно к гидротермальным и пегматитовым месторождениям, критерии выделения парагенезисов, типы и признаки наличия генераций минералов. Ввиду обычной пространственной разобщенности генераций минералов в рудных месторождениях обоснована возможность их синхронизации на основе парагенетического анализа.

Библиогр.36.

УДК:553.3/4.001.57+550.42.001.57

Моделирование как метод познания геологических процессов. Князев Г.Б., Бабанский М.Д., Индукаев Ю.В., Летуевникас А.И. // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.89-97.

Обсуждаются проблемы моделирования природных систем. Рассмотрены модели контактово-метасоматического рудообразования, петрохимическая модель известково-скарновых и гидросиликатовых месторождений железа, факторная петрохимическая модель диоритовых интрузий железорудных районов Восточного Саяна. Показаны примеры и возможности моделирования в учебных курсах геологии почвенных ископаемых, геохимических методов поисков, антропогенных геохимических аномалий при подготовке геологов, геохимиков, геоэкологов, почвоведов.

Библиогр.11.

УДК 550.42:577.4

Прикладная геохимия в оценке состояния природной среды. Летуевникас А.И., Ковытников А.В., Строитель А.Д., Хохлов В.Е. // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.98-103.

Рассмотрены основные результаты эколого-геохимических исследований в Томском госуниверситете с 1989 г. Основное внимание обращалось на загрязнение природной среды тяжелыми металлами (ТМ). Фоновый приток пыли (кг/кв. км*сут) оценен в 4, в 40-50 км западнее Томска 10, на таком же удалении к северу от него 30-40 (роза ветров), в Томске вблизи источников загрязнения до 600-800. В пыли получена концентрация ТМ и бенз(а)пирена.

Приводятся результаты геоэкологического изучения района Тутанского м-ния (снег, почва, донные отложения, биота) и дается оценка возможности природных процессов самоочищения ландшафтов. Обращается внимание на различия в фоновом распределении ТМ в почвах и снеготалой воде в зависимости от уровня их загрязнения. Для системы почва - снег получены уравнения регрессии с оценкой физического смысла их коэффициентов. Рассмотрено поведение меди в профиле подзолистых почв в связи с уровнем их загрязнения.

Библиогр.9.

УДК 550.42.001:577.4

Два аспекта в интерпретации уровня техногенного загрязнения снегового покрова. Летуевникас А.И. // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.104-109.

Обоснована необходимость учета двух аспектов при интерпретации результатов эколого-геохимического изучения снегового покрова: снег как индикатор санитарно-гигиенического состояния воздушного бассейна и как потенциальный источник загрязнения природной среды. В первом случае основными его характеристиками являются интенсивность притока пыли и других загрязнителей и концентрация токсичных веществ в снеговой пыли, во втором - модуль техногенного давления загрязнителей и суммарный показатель общей нагрузки.

Обоснована невозможность использования снегового покрова в качестве индикатора состояния воздушного бассейна без учета коэффициентов депонирования им основных загрязняющих веществ, которые могут быть очень низкими (0.5-1.1 % для водорастворимых ЦАУ вблизи нефтехимического комбината).

Табл.1, библиогр.6.

УДК 550.42:577.4

Геохимические аспекты состояния природной среды в г.Томске и его пригородах. Ковалников А.В., Ильченко Н.В., Кацарба Н.Г. // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.110-116.

Изучена пространственная картина распространения техногенных потоков в условиях г.Томска. Получены качественные и количественные характеристики загрязнения снегового покрова. Изучен микроэлементный состав почво-грунтов. Выявлены зависимости между концентрацией элементов в выпадениях и их накоплением в почвах, закономерности распределения элементов в профиле подзолистых почв. Дана характеристика техногенных аномалий в донных отложениях. На основании полученных данных оценено состояние окружающей среды.

Библиогр.9.

УДК 535.377+546.46+541.67+553.682

Исследования в области прикладной минералогии. Строитель А.Д., Бабанский М.Д., Борозновская Н.Н., Самохвалов М.А., Чистяков В.К. // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский госуд. ун-т, 1996. - С.117-123.

Обсуждается вопрос о роли минералогии в расширении минерально-сырьевой базы и рассматриваются результаты исследований в этом направлении, выполненных в лаборатории и подтвержденных авторскими свидетельствами и патентами на изобретения.

Библиогр. 17.

Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия.

Кафедра минералогии и геохимии:
Сборник работ, посвященный 75-летию
геологического образования в Томском
государственном университете.

Верстка и оригинал-макет Н.А.Сазонтовой.

Подписано к печати 27.02.1996.

Формат 60 × 84 1/16. Бумага типографская.

Печл. 9,0. Тираж 200 экз. Заказ № 72.

РИО ТГУ, 634029, Томск 29, ул.Никитина, 4.

1-835176

Томский государственный университет



Научная библиотека 00211165