

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПРОБЛЕМЫ
ПЕТРОЛОГИИ
МИНЕРАЛОГИИ
И
РУДОГЕНЕЗА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

552 + 549 + 553.

ПРОБЛЕМЫ
ПЕТРОЛОГИИ
МИНЕРАЛОГИИ
И
РУДОГЕНЕЗА

3931



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза.

В сборнике охарактеризованы закономерности глубинного строения и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений, тектоно-магматические методы прогнозирования оруденения, генезис ряда месторождений. Выявлены закономерности эволюции магматизма в истории развития Земли, показана роль магматизма в образовании континентальной и океанической коры и специфика связи с ним процессов рудообразования: приведены новые данные о горных породах и минералах Луны. Освещены проблемные вопросы типоморфизма эндогенных и экзогенных минералов и процессы современного гидротермального минералообразования. Рассмотрены минеральные равновесия в глубинах Земли, особенности мантийных и коровых флюидов, геохимические закономерности поведения ряда рудных элементов в эндогенных и гипергенных процессах.

Ответственные редакторы:

Ф.В. ЧУХРОВ, В.И. РЕХАРСКИЙ

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ, МИНЕРАЛОГИИ И РУДОГЕНЕЗА

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР*

Редактор Л.М. Бекасова. Художник В.Я. Батищев
Художественный редактор М.В. Версоцкая. Технический редактор А.Л. Шелудченко
Корректор И.Г. Мартынова

ИБ № 24124

Подписано к печати 24.12.82. Т — 21163. Формат 70x100 1/16
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 18,2
Усл.кр.-отт 18,2. Уч.-изд.л. 22,1. Тираж 900 экз.
Тип.зак. 1982. Цена 3 р. 70 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем сборнике изложен ряд важных результатов работ и намечены перспективы исследований, проводимых в ИГЕМ — головном научно-исследовательском Институте Академии наук СССР в области геологии и геохимии месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых, петрологии магматических, метаморфических и метасоматических пород, общей и генетической минералогии.

Сборник открывается статьей, в которой кратко рассмотрены некоторые общие итоги и задачи деятельности Института при разработке основных проблем геологии и геохимии рудных месторождений, петрологии и минералогии.

Обращено внимание на важность и перспективность дальнейшего развития фундаментальных научных основ прогнозирования и поисков скрытого и глубинного оруденения, совершенствование методов оценки источников рудного вещества.

Результаты исследований по отдельным научным направлениям и проблемам изложены в статьях, которые сгруппированы в трех разделах: "Рудные месторождения", "Петрология", "Минералогия и геохимия".

В разделе "Рудные месторождения" рассмотрены особенности глубинного строения и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений, тектоно-магматические методы прогнозирования оруденения и структурные типы рудных месторождений. Проанализированы соотношения между минеральными ассоциациями и стадиями минерализации на ряде гидротермальных месторождений, приведены новые данные о генезисе медно-никелевого и платинового оруденения. Охарактеризованы условия образования и закономерности размещения месторождений бокситов, вулканогенно-осадочных и осадочных марганцевых и железо-марганцевых месторождений.

Освещены минералого-петрографические особенности месторождений перлита, талька, брусита и других неметаллических полезных ископаемых.

Осуществление в Советском Союзе программы сверхглубокого и глубокого бурения способствовало анализу взаимосвязей между глубинным строением рудных районов и закономерностями формирования сосредоточенных в них полезных ископаемых, а также развитию основ прогнозирования эндогенного оруденения.

Раздел "Петрология" посвящен закономерностям эволюции магматизма в геологической истории развития Земли, роли магматизма в формировании континентальной и океанической земной коры, потенциальной рудоносности магматических горных пород.

Большое внимание уделено проблеме трансмагматических флюидов, контактово-метасоматическим процессам и условиям формирования низкотемпературных метасоматитов. Определенный интерес представляют новые данные, полученные при сравнительном изучении горных пород и минералов Земли и Луны.

В разделе "Минералогия и геохимия" освещены проблемные вопросы типоморфизма эндогенных и экзогенных минералов и приведены результаты исследований типоморфизма минералов на примере отдельных минеральных ассоциаций. Рассмотрены особенности термодинамики минеральных равновесий в глубинах Земли, закономерности накопления элементов в магматических дифференциатах и условия мобилизации вещества флюидами в земной коре и верхней мантии; описаны геохимические закономерности поведения ряда рудных элементов в эндогенных и гипергенных процессах.

Приведены новые данные о современном гидротермальном рудообразовании и палеогеохимии ландшафтов рудных провинций Советского Союза.

Изложенные в настоящем сборнике результаты исследований представляют значительный научный и практический интерес для широкого круга исследователей в области наук о Земле, а также геологов-практиков, занимающихся поисками, разведкой и эксплуатацией месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых.

В сборнике нашли отражение многие важные вопросы по главным научным проблемам, которые разрабатываются институтом. Это относится к следующим проблемам: глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений; условия образования экзогенных месторождений и кор выветривания; новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых; магматизм как индикатор геодинамического режима и эндогенного рудообразования; закономерности процессов метаморфизма, метасоматизма и их роль в формировании рудных месторождений; учение о типоморфизме минералов как основа выявления минералогических индикаторов генезиса руд; источники и поведение рудных элементов в процессах рудообразования; сравнительное изучение горных пород и минералов Луны и планет земной группы для выяснения особенностей петролого-минералогических процессов ранних стадий развития Земли.

Характерной особенностью сборника является его насыщенность фактическим материалом, полученным при комплексном изучении рудных месторождений, горных пород, минералов и в процессе детальных лабораторных исследований в оснащенных современными приборами и аппаратурой лабораториях института: электронной микроскопии, электронографии, изотопной геохронологии, спектральной, рентгеноструктурной, рентгеноспектральной, химической и др.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ЗАДАЧИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ АН СССР

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) является основным научно-исследовательским институтом Академии наук СССР по разработке проблем геологии и геохимии месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых, петрологии магматических, метаморфических и метасоматических пород, проблем общей и генетической минералогии.

Высокий уровень геологических работ, достигнутый в стране в послевоенные годы, активное участие в работах научно-исследовательских и производственных организаций Министерств геологии СССР и союзных республик — все это предопределило усиление разработки фундаментальных проблем в геологических учреждениях Академии наук СССР. На ИГЕМ было возложено развитие учения о рудных месторождениях, петрографии, минералогии и геохимии. При этом сохранились основные направления комплексной по своему характеру деятельности Института, имеющей целью, как было указано в одном из Постановлений Президиума Академии наук СССР, выяснение закономерностей образования и распространения месторождений полезных ископаемых на основе геологических и экспериментальных данных, изучение магматических формаций в связи с их металлоносностью, всестороннее изучение состава и строения руд.

Конкретное содержание научно-исследовательских работ определяется перспективными планами развития фундаментальных исследований в Академии наук СССР и заданиями директивных органов.

Для деятельности Института характерна тесная связь с предприятиями и научно-исследовательскими организациями производственных министерств, и прежде всего министерств геологии, цветной и черной металлургии, строительной промышленности.

Институт плодотворно сотрудничает с другими геологическими организациями, в частности, с институтами Сибирского отделения АН СССР, Дальневосточного и Уральского научных центров, академий наук союзных республик, соответствующими кафедрами Московского и Ленинградского университетов, а также других вузов страны.

Обширны международные научные связи Института. Мы осуществляем двустороннее и многостороннее сотрудничество с геологическими учреждениями академий наук социалистических стран: Народной Республики Болгарии, Республики Куба, Монгольской Народной Республики, Чехословацкой Социалистической Республики, Социалистической Федеративной Республики Югославии. Постоянны наши контакты с геологами Венгерской Народной Республики, Социалистической Республики Румыния, Польской Народной Республики, Германской Демократической Республики. В разработке отдельных актуальных проблем геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ученые Института сотрудничают с научными организациями и видными учеными Индии, Мексики, США, ФРГ и других стран.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИНСТИТУТА

Основные достижения Института связаны с развитием идей научных школ академиком А.Е. Ферсмана, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, А.Г. Бетехтина, Д.С. Белянкина, И.Ф. Григорьева, А.Н. Заварицкого, Д.С. Коржинского, С.С. Смирнова, Д.И. Щербакова, членов-корреспондентов АН СССР Г.Д. Афанасьева, А.А. Саукова и др.

Геология рудных месторождений

Геология рудных месторождений в настоящее время охватывает такие крупные направления или области геологических исследований как металлогения, учение о собственно рудных месторождениях и учение о месторождениях неметаллических полезных ископаемых. Учеными Института внесен крупный вклад в разработку теоретических основ этих областей геологической науки, в их становление и развитие.

Содержание металлогении определилось в сороковые годы работами А.Е. Ферсмана, И.Ф. Григорьева, С.С. Смирнова, Д.И. Щербакова и др. Представления о рудных поясах, а также разработанные Ю.А. Билибиным положения о металлогенических провинциях и сегодня входят в число фундаментальных металлогенических концепций. Их углубление привело к созданию новых направлений металлогенических исследований, среди которых видное место заняла "Металлогения рудных районов", целеустремленно развиваемая коллективами ученых, возглавляемых И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской. Институт активно участвует в разработке проблемы металлогении докембрия, выдвинутой академиком А.В. Сидоренко, а также в разработке проблем металлогении областей активизации (В.И. Казанский и др.). Большое внимание ученые Института уделяют крупномасштабным металлогеническим исследованиям, которые находятся в тесной взаимосвязи с изучением рудных месторождений, петрологическими и геохимическими работами.

Учение о рудных месторождениях как самостоятельная научная область — как "отдел геологии", по А.И. Карпинскому, стало формироваться в начале века. В деятельности Института разработка проблем рудообразования всегда была и является в настоящее время одной из главных задач. А.Г. Бетехтин, А.Н. Заварицкий, Г.А. Соколов, Н.В. Павлов и другие ученые внесли большой вклад в создание основ теории магматического рудообразования. Детальные комплексные исследования титано-магнетитовых, хромитовых и медно-никелевых месторождений позволили не только разработать научные концепции их формирования, но и получить весьма важные практические рекомендации.

Исследования Института в области теории гидротермального рудообразования направлены главным образом на разработку таких важных вопросов, как принципы выделения формаций рудных месторождений, стадийность их образования и зональность, физико-химические, геологоструктурные и гидродинамические условия формирования руд, происхождение рудного вещества.

В разработке представлений о рудных формациях видное место занимают работы С.С. Смирнова, О.Д. Левицкого и Е.А. Радкевич. Р.М. Константиновым сформулированы принципы рудно-формационного анализа, одинаково важные как для металлогенических построений, так и для познания закономерностей образования рудных месторождений.

Гипотеза о пульсационном поступлении рудообразующих растворов в сферу рудотложения, выдвинутая в 1937 г. С.С. Смирновым, вызвала резкий перелом в изучении закономерностей гидротермального рудообразования и в настоящее время относится к числу основных теоретических концепций рудогенеза. Учеными Института разработаны понятия об этапах и стадиях минерализации, типизированы проявления рудной зональности и выявлены ее особенности в месторождениях различных типов. Теоретической базой исследований стали представления о минеральных парагенезисах и минеральных ассоциациях, в разработку которых важный вклад внесен А.Г. Бетехтиным, Т.Н. Шадлун, Н.В. Петровской и др.

Работы А.Г. Бетехтина по изучению режима серы и кислорода положили начало широко развернувшимся к настоящему времени исследованиям физико-химических условий гидротермального рудообразования. Учеными ИГЕМ плодотворно разрабатываются представления о роли в рудном процессе летучих компонентов, прежде всего хлора и фтора, о формах переноса рудного вещества, кислотности и щелочности растворов, закономерностях их эволюции. Физико-химический анализ процессов рудо-

отложения основывается на углубленном изучении вещественного состава руд и продуктов гидротермального изменения пород в сочетании с экспериментальными работами. К числу результатов, полученных учеными ИГЕМ, следует отнести обоснование концепции широкого участия в гидротермальном рудообразовании вадозных вод, установление активной роли в рудоотложении экзогенных хлоридных рассолов, выделение гидротермально-метасоматических формаций рудных месторождений.

Самостоятельную ценность имеют комплексные исследования по отдельным группам гидротермальных месторождений: оловянных, вольфрамовых, молибденовых, медных, свинцово-цинковых, золоторудных, золото-серебряных, ртутных. Особо следует отметить значимость работ по геологии олова, которые привели к открытию и обоснованию распространения месторождений сульфидно-касситеритовой формации.

Во многом исследованиями, проведенными учеными Института, связано развитие структурного изучения рудных месторождений. А.В. Пэк, Ф.И. Вольфсон, Л.И. Лукин и другие ученые внесли много нового в разработку основных теоретических вопросов, относящихся к формированию структур рудных полей и месторождений. Важная проблема рудоносности разломов фундамента на докембрийских платформах разрабатывается В.И. Казанским. Развитие представлений о структурных условиях формирования эндогенных месторождений в настоящее время сочетается с изучением гидродинамических и общих петрофизических факторов эндогенного рудообразования, что открывает новые пути познания формирования рудных месторождений.

Видное место заняли исследования по проблеме источников рудного вещества эндогенных месторождений и по геохимии процессов рудообразования.

Подтверждена магматическая природа хромитовых месторождений и формирование их *in situ* в рудоносных ультрабазитовых массивах (Н.В. Павлов). Доказательства возможной продуктивности гранитных батолитов, содержащих кларковые количества свинца, цинка, золота и других металлов, дали экспериментальные работы И.Д. Рябчикова.

Сделаны выводы о множественности источников вещества значительного числа гидротермальных месторождений, конвергентности их отдельных типов и существовании вадозно-гидротермальных месторождений.

Важными как для реставрации условий формирования эндогенных руд, так и для познания условий экзогенного рудообразования являются теоретические концепции о строении зоны окисления сульфидных месторождений, формах нахождения и закономерностях миграции химических элементов в зоне гипергенеза.

Значительный вклад в развитие теории экзогенного рудообразования внесли А.Г. Бетехтин, Б.П. Кротов, И.И. Гинзбург, Д.Г. Сапожников, В.П. Петров и другие ученые Института. А.Г. Бетехтиным была предложена одна из первых гипотез образования осадочных марганцевых руд. В последующий период сотрудниками Института были выявлены марганцевые руды в вулканогенно-осадочных толщах и продукты их метаморфизма.

Заметным вкладом в познание накопления железа в осадочных толщах стали работы Б.П. Кротова, посвященные оолитовым рудам, а также так называемым легированным бурым железнякам.

Во многом благодаря работам ученых Института отечественная геологическая наука располагает в настоящее время хорошо разработанной теорией формирования кор выветривания. Исследования И.И. Гинзбурга и его учеников позволили выделить типовые профили рудоносных кор выветривания, расшифровать геологические, минералогическо-геохимические и гидрогеохимические условия их образования. Детально охарактеризованы никеленосные коры выветривания Урала, Украины и других регионов.

Вопросы общей теории гипергенного рудообразования, взаимосвязи выветривания и осадкообразования освещены в трудах Б.П. Кротова и Д.Г. Сапожникова. Показана закономерность сочетания остаточных, остаточно-осадочных и осадочных месторождений, одновременно формирующихся в платформенных областях, охарактеризованы основные факторы гипергенного рудоотложения, указаны их оптимальные сочетания.

Новое направление в познании происхождения окисных осадочных руд открывается в связи с установлением факторов активного участия бактерий в образовании многих тонкодисперсных выделений минералов железа и марганца.

Теоретические основы учения о гипергенном рудообразовании успешно развивались в последнее десятилетие в связи с работами ученых Института по проблеме бокситов. Сформулированы положения о тесной взаимосвязи формирования бокситных кор выветривания и осадочных бокситов (Б.П. Кротов, Д.Г. Сапожников). Разработана генетическая классификация бокситовых месторождений с выделением их промышленных типов. Показана закономерная связь многих бокситов с латеритными корами выветривания, детально охарактеризованы карстовые бокситовые месторождения. Важное значение имеют работы по изучению условий сохранности бокситов при вторичных изменениях их минералов в течение длительных периодов. В целом можно говорить о значительном вкладе ученых ИГЕМ в создание общей теории бокситообразования и совершенствование научных основ прогнозирования месторождений бокситов.

Учение о неметаллических полезных ископаемых в основном создано при активном участии А.Е. Ферсмана, Д.С. Белянкина, Б.В. Залесского, В.П. Петрова и др. В работах по неметаллическому сырью сочетается разработка теоретических и прикладных проблем, связанных с поисками традиционных и новых видов минерального сырья, определением их технологических свойств и областей применения. Теоретическую базу геологической части учения о неметаллическом сырье составляют теории петрологии и рудообразования. Ученые Института внесли существенный вклад в их развитие. Решение технологических задач обеспечивается достижениями минералогии, технической петрографии, исследованиями физико-механических свойств горных пород.

На первом этапе работ по неметаллическим полезным ископаемым весьма эффективным было изучение апатитовых месторождений (А.Е. Ферсман, О.А. Воробьева и др.), строительного камня (Б.В. Залесский, Б.П. Беликов). Во время Великой Отечественной войны Д.С. Белянкин и В.П. Петров своевременно и в полной мере решили задачу по обеспечению огнеупорно-керамическим сырьем металлургических заводов Урала.

В последующем периоде исследований коллектив во главе с В.П. Петровым основное внимание уделял новым и дефицитным видам неметаллического сырья. Ценные результаты получены по геологии, петрографии и оценке месторождений вулканических стекол, рекомендованных к промышленному использованию. Выявлены и изучены новые виды керамического сырья. Проведены комплексные исследования для выяснения закономерностей образования и размещения брусита — нового высококачественного магнезиального сырья.

Учеными Института много сделано для создания сырьевой базы асбеста, флогопита, вермикулита, обоснована целесообразность использования месторождений мелкощучайчатой слюды. Существенны достижения в исследовании месторождений каолина и бентонитовых глин.

Петрология кристаллических пород

Петрологические работы в Институте посвящены магматическим и метаморфическим породам. Помимо геологических, они включают исследования по экспериментальной петрологии. Основные направления в петрологии магматических пород во многом определены работами Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, А.Н. Заварицкого, Д.С. Белянкина, П.И. Лебедева, Г.Д. Афанасьева.

Ф.Ю. Левинсон-Лессинг обосновал представления о петрографических формациях как об естественных ассоциациях магматических пород. Эти представления послужили основой для разработки концепций о магматических формациях, обоснованных учеными Института (Г.Д. Афанасьев и др.) и получивших в настоящее время широкое признание. Систематические исследования, посвященные основным формациям магматических пород и выяснению роли магматизма в образовании месторождений полезных ископаемых, составляли основное содержание работ наших петрографов. Если на первом этапе деятельности Института основное внимание уделялось выявлению и описа-

нию разнородных провинций магматических пород, то в последние десятилетия центр тяжести исследований переместился на решение генетических вопросов на широкой геологической основе с использованием экспериментальных данных.

Петрографами ИГЕМ разрабатывались идеи о вулcano-плутонических комплексах (Е.К. Устиев) и комплексах малых интрузий (Ф.К. Шипулин). Детально изучены формации гранитоидов (В.С. Коптев-Дворников, М.Г. Руб, и др.), щелочных пород (О.А. Воробьева и др.), а также естественные ассоциации базальтоидных и базит-гипербазитовых пород (А.П. Лебедев, В.И. Гоньшакова, В.Ф. Морковкина и др.). Значительный вклад сделан учеными Института в решение сложной проблемы анортозитов. Показано, что анортозиты имеют магматическое "коровое" происхождение и формировались на протяжении всего докембрийского этапа истории Земли (О.А. Богатиков). Установление широкого развития анортозитов на Луне указывает на общность в направленности геологических процессов на Луне и на Земле в ранний период ее истории; этот вывод имеет важное общетеоретическое значение для геологии и планетологии.

Значительное развитие в трудах ученых ИГЕМ получили вопросы геохронологии магматизма, а также постановка геохронологических исследований в стране в целом (Г.Д. Афанасьев, Л.Л. Шанин и др.).

Петрология метаморфических и метасоматических пород как крупная научная область определилась в значительной степени благодаря работам Д.С. Коржинского, которым разработаны физико-химическая теория метасоматической зональности, представления о кислотно-основной дифференциации гидротермальных растворов и др. Параллельно с развитием общей теории метасоматической зональности создана теория образования скарнов и связанных с ними месторождений (В.А. Жариков, Л.И. Шабынин и др.). Охарактеризованы закономерности околорудного изменения пород в гидротермальных месторождениях различных типов. Важные результаты получены при экспериментальном исследовании режима флюидов в карбонатных породах. Разработана новая классификация метаморфических фаций метапелитов по глубинности и температурам образования.

Традиционные направления экспериментальных петрологических исследований в Институте это: изучение магматических процессов и минеральных систем, разработка проблем технической петрографии.

Экспериментальные исследования И.А. Островского позволили судить о состоянии вещества в мантии Земли. И.Д. Рябчиковым доказана возможность вариаций химического состава вещества мантии, обусловленная активной ролью флюидной фазы в глубинных процессах. Экспериментально установлены факторы, контролирующие дифференциацию магм и условия отделения от них рудоносных флюидов.

Экспериментальные исследования метасоматических и метаморфических процессов в последние годы активно проводятся в Институте экспериментальной минералогии, ядро которого составили ученые-петрологи ИГЕМ.

Важные для понимания закономерностей магматического рудообразования экспериментальные работы выполнены А.И. Цветковым, В.В. Лапиным и Я.И. Ольшанским.

Техническая петрография, как важное научное направление, создана Д.С. Белянкиным. Работы по этому разделу связаны с совершенствованием технологии использования горных пород, получением силикатов и окислов с заданными свойствами. Особо следует подчеркнуть важное значение исследований по кристаллизации в доменных шлаках и выяснению их минерального состава, определившие возможности эффективности практического использования этого массового продукта металлургии (В.В. Лапин и др.).

Минералогия и геохимия

На первом этапе деятельности Института минералогические исследования, руководимые А.Е. Ферсманом, были направлены, главным образом, на решение вопросов общей и региональной минералогии. Результатом этих работ были книги "Минералогия Союза", сводки по минералогии отдельных регионов СССР, справочник "Минералы

СССР". Эти издания стали значительным вкладом в разработку систематики и методов диагностики минералов, исследование закономерностей их образования и распространения, разработку представлений о конституции отдельных минеральных видов. Одновременно развивались теоретические концепции минералообразования, включая изучение кристаллических структур минералов (Н.В. Белов).

На развитие теоретических основ минералогии, помимо работ Н.В. Белова, А.В. Шубникова и других ученых, большое влияние оказало традиционное для Института изучение минералогии месторождений полезных ископаемых. Яркий пример этого — изучение уникальных Хибинских апатитовых месторождений, начатое их первооткрывателем А.Е. Ферсманом и продолжаемое в настоящее время.

В послевоенный период в связи с широким использованием методов электронной микроскопии, электронографии, рентгено-спектрального и других методов произошли качественные изменения в минералогических исследованиях. Теоретической основой разработки вопросов генетической минералогии, и в частности минералогии месторождений, послужили уточненные представления об изоморфизме и однородности минералов, их типоморфизме. Значительно расширен комплекс типоморфных признаков минералов, выявляемых на разных уровнях, вплоть до электронного. Наиболее существенны достижения по типоморфизму минералов групп окислов, фосфатов, силикатов. Выполнены разносторонние исследования по типоморфизму золота (Н.В. Петровская). Проведены углубленные исследования структурных особенностей слоистых силикатов, ставшие основой теории их полиптипии и позволившие установить новые типоморфные признаки минералов этой группы (Б.Б. Звягин и др.).

Труды ученых Института положены в основу минералогии месторождений важнейших видов металлических и неметаллических ископаемых; детально изучались месторождения: хромитовые, титано-магнетитовые, медно-никелевые, золоторудные и редкометалльные, а также экзогенные месторождения железа, марганца, никеля, бокситов и др. Широкое признание получили исследования по минералогии платины, золота, марганца.

Разработка учения о типоморфизме минералов открывает значительные возможности углубленного познания закономерностей минеральных превращений в ходе эволюции Земли и других планет. Уже на первом этапе исследований типоморфных особенностей лунных минералов в их сверхтонких поверхностных слоях были открыты восстановленные формы титана, кремния, алюминия, магния. Сделан вывод, что их образование связано с воздействием "солнечного ветра" (Ю.П. Диков, О.А. Богатиков совместно с учеными Института металлофизики АН УССР и ГЕОХИ АН СССР). Эта работа зарегистрирована как научное открытие.

Оригинальные результаты получены учеными Института при изучении связей физических свойств состава и структуры минералов; эти работы могут рассматриваться как отвечающие новому направлению минералогических исследований, для которого используется название "физика минералов" (А.С. Марфунин и др.).

Основными направлениями геохимических исследований Института является разработка вопросов геохимии эндогенного и экзогенного рудообразования. Геохимия рудных элементов как особое направление геохимических исследований сформировалась в ходе региональных геохимических работ, которые велись Институтом в тридцатые годы. Наиболее полно это направление выражено в работах А.А. Саукова и его учеников по геохимии радиоактивных элементов и ртути. Исследованиями по геохимии ртути охватывается комплекс вопросов, связанных с закономерностями ее распределения в земной коре, поведением в различных природных процессах, источниками и условиями концентрации в месторождениях. А.А. Сауковым сформулированы принципы исторической геохимии — анализа геохимических закономерностей в тесной связи с историей геологического развития Земли и основных рудных провинций. Целевые исследования по геохимии эндогенного рудообразования проведены Ф.К. Шипулиным. В Институте разрабатывается проблема геохимии молибдена и ряда других элементов в магматических и постмагматических процессах (В.И. Рехарский).

Крупный вклад внесен учеными Института в разработку проблем геохимии экзогенного рудообразования. На основании систематических исследований изотопов серы в природных объектах сделан вывод о существенной роли кислорода в процессах гипергенеза в раннем докембрии, показана существенная роль биогеохимических факторов в образовании осадочных руд железа и других металлов.

Разработаны теоретические основы нового направления геохимических исследований — геохимии ландшафта и геохимии эпигенетических процессов (А.И. Перельман и др.). Обоснованы представления о связи формирования месторождений меди, ванадия и других металлов с инфильтрационными процессами. Предложена концепция геохимических барьеров.

Эффективность минералого-геохимических исследований в Институте во многом обусловлена большими возможностями его лабораторно-аналитической базы.

Значительно возросла методическая оснащенность химических методов анализа, в практику которых широко внедряются экспрессные и высокочувствительные методики, в частности, основанные на применении органических реагентов и хелатных сорбентов, спектрохимические методики и др. Общее признание получили работы И.Д. Борнeman—Старынкевич по использованию данных химических анализов для расчета формул минералов, а также работы о химическом составе минералов К.А. Ненадкевича.

Из многих разработок спектральной лаборатории может быть выделена подготовка первых серий отечественных аналитических стандартов горных пород, весьма важных для повышения качественного уровня химико-аналитических работ в стране.

Большое внимание в Институте уделяется развитию методик термического анализа минералов и изотопным исследованиям. Совершенствование аппаратной базы и научно-методических основ минералого-геохимических, радиологических и других методов аналитических работ является залогом дальнейшего углубления теоретических исследований.

О ПЕРСПЕКТИВНЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ ИНСТИТУТА

Современное развитие областей геологической науки, представленных в Институте, характеризуется значительным углублением исследований по традиционным направлениям и вместе с тем выдвиганием крупных новых комплексных проблем.

Решение актуальной задачи разработки научно-методических основ прогнозирования и поисков скрытого и глубинного оруденения, как часть программы разработки фундаментальных научных основ глубинных поисков месторождений полезных ископаемых, объединяет специалистов из разных областей геологической науки. Существенно важным для решения этой задачи станет выполнение программы глубинного бурения в основных рудных районах. Инициатором ее постановки стал Отдел геологии эндогенных рудных месторождений Института, основной деятельности которого на ближайшее будущее является выяснение глубинного строения и условий формирования рудных месторождений, полей и районов. Эти работы тесно увязываются с разработкой проблемы источников рудного вещества; ее успешное решение возможно при должном сочетании с петрологическими, минералогическими и геохимическими исследованиями. Переход от качественной оценки источников рудного вещества к реконструкции рудообразующих палеосистем представляется одной из важнейших задач исследований по рудообразованию.

Перед учеными Института стоят задачи дальнейшего совершенствования теории экзогенного рудообразования и изучения генетических соотношений экзогенных и эндогенных руд в ходе эволюции рудообразования в истории развития Земли.

Нацеленность на изучение узловых вопросов петрологии магматических пород и выяснение роли магматических процессов в рудообразовании отражает проблема "Магматизм как индикатор геодинамического развития Земли и процессов рудообразования." Разработка этой проблемы объединит исследования по магматизму ран-

них стадий эволюции Земли, выяснению роли магматизма в формировании океанической и континентальной земной коры. Неразрывно связано с указанной проблемой изучение метаморфических и метасоматических пород. Совершенствование теоретических основ разработки проблемы магматизма составляет актуальную задачу ближайшего будущего. Возрастающее значение в ее разработке будут иметь экспериментальные петрологические исследования.

Разработка основных проблем общей и генетической минералогии, совершенствование теоретических основ учения о типоморфизме эндогенных и экзогенных минералов остаются основными задачами минералогов Института. От дальнейшего углубления минералогических исследований во многом зависит совершенствование теорий эндогенного и экзогенного рудообразования, успешная разработка проблем петрологии и познание общих закономерностей эволюции минеральных веществ в истории развития Земли.

В тесной связи с решением задач геологии рудных месторождений и петрологии в Институте будут развиваться геохимические исследования. Их главной целью является углубление теоретических основ геохимии рудных месторождений и процессов эндогенного и экзогенного рудообразования.

Концентрация усилий коллектива ученых Института на решении важнейших проблем геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии позволит, как и в предшествующие годы, разрабатывать фундаментальные научные проблемы одновременно с решением актуальных задач практической геологии.

Исследованиями Института будут охвачены важнейшие виды металлического и неметаллического сырья. Совершенствование научно-методических основ оценки и прогнозирования их месторождений, вопросы эффективного комплексного использования минерального сырья, внедрение в практику новых методов поиска — эти и другие результаты научных исследований составят вклад ученых Института в решение задач дальнейшего усиления обеспечения промышленности нашей страны различными видами минерального сырья.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ, ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Дальнейшее развитие теории эндогенного оруденения и научных основ прогнозирования эндогенных рудных месторождений зависит от решения таких вопросов, как источники рудного вещества, вертикальная зональность рудоносных структур, метасоматических и геохимических ореолов, роль магматизма и метаморфизма в перераспределении и концентрации рудных элементов в приповерхностных зонах, размещение месторождений в зависимости от разрезов земной коры, общий вертикальный диапазон эндогенного рудообразования, принципы и методы поисков скрытого оруденения. Глубина всегда рассматривалась как один из главных факторов формирования минеральных месторождений, а поиски скрытых рудных залежей за последние годы привлекают все большее внимание. Достаточно напомнить о Всесоюзном совещании по зональности, которое состоялось в 1972 г. и было посвящено прогнозированию скрытого оруденения на основе изучения этой зональности [4].

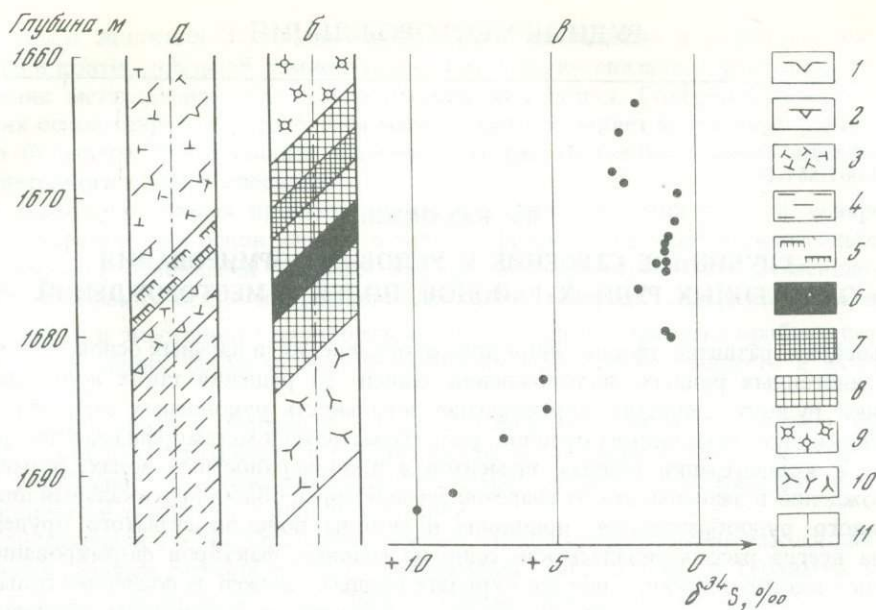
В этой связи отделом эндогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР в 1977 г. была выдвинута для разработки новая проблема "Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений" [2]. Два обстоятельства определяют ее особую актуальность в настоящее время: прогресс горной техники и истощение запасов многих действующих горнорудных предприятий и необходимость получения точных данных о процессах рудообразования в нижних слоях земной коры.

Осуществление в Советском Союзе программы сверхглубокого и глубокого бурения открывает принципиально новые возможности для решения теоретических и прикладных задач геологии и геофизики, и в том числе — для анализа взаимосвязей между глубинным строением рудных районов и условиями формирования сосредоточенных в них полезных ископаемых. Об этом убедительно свидетельствуют результаты проходки Кольской сверхглубокой скважины до рекордной отметки 10500 м [3, 5].

До начала бурения Печенгский рудный район изучался геологическими и геофизическими методами, а также с помощью мелких буровых скважин. Ожидалось, что нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования (их возраст около двух миллиардов лет) на глубине 4700 м уступят место породам гранитного слоя, а на глубине 7000 м бур встретит базальтовый слой. Фактический материал разрушил эти представления. Подошва осадочно-вулканогенного комплекса оказалась на глубине 6800 м. Далее скважина вошла и пока еще не вышла из гранитного слоя, представленного гранитогнейсовыми образованиями. Их возраст оценивается в 2,5–2,7 млрд. лет.

В интервале 1600–1800 м скважиной вскрыты проявления неизвестных ранее сульфидных медно-никелевых руд. Новое открытие позволяет ставить вопрос о глубинных поисковых работах не только в этом, но и во многих других рудных районах страны. На больших глубинах обнаружены крупные зоны раздробленных пород с низкотемпературной гидротермальной минерализацией. Обломки пород цементируются кварцем, кальцитом, сульфидами меди, железа, свинца, цинка, никеля, кобальта. И, наконец, на глубинах свыше 7000 м встречены проявления магнетитовой, флогопитовой, мусковитовой и сульфидной минерализации.

Своеобразие сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги заключается в том, что они пространственно и генетически связаны с дифференцированными основными-ультраосновными интрузивами, имеют первично магматическое происхождение,



Фиг. 1. Вариации изотопов серы в эпигенетических сульфидных медно-никелевых рудах на контакте метаперидотитов и метаосадочных пород, по А.Д. Генкину и Л.П. Носику

а — вмещающие породы; *б* — сульфидные руды; *в* — соотношение изотопов серы

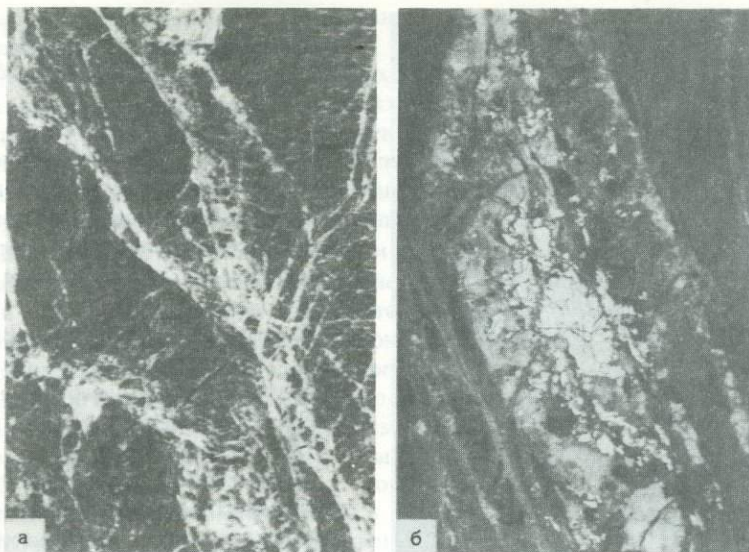
1 — массивные; 2 — рассланцованные; 3 — оталькованные метаперидотиты; 4 — слоистые; 5 — рассланцованные филлиты и алевролиты; 6 — брекчиевидные; 7 — густо-вкрапленные; 8 — рассеянные вкрапленные руды; 9 — бедное вкрапленное оруденение в метаперидотитах; 10 — бедное прожилково-вкрапленное оруденение в филлитах и алевролитах; 11 — ось скважины

но вместе с тем претерпели интенсивные преобразования в процессе метаморфизма и обнаруживают отчетливые признаки структурного контроля богатых эпигенетических рудных залежей [1].

Наблюдения по керну Кольской сверхглубокой скважины подтвердили этот вывод и позволили значительно его развить. Установлено, что метаморфизм происходил синхронно с крупными надвиговыми перемещениями тектонических блоков, а его интенсивность с глубиной увеличивалась от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации. Изотопные исследования показали, что сульфидная минерализация в продуктивной толще имеет различное происхождение. Значительная ее часть образована осадочно-диагенетическим путем и лишь небольшая привнесена с магматическими расплавами. При этом в эпигенетических богатых рудах, залегающих на контакте рассланцованных метаперидотитов и филлитов, наблюдается смешение биогенной и мантийной серы (фиг. 1).

Совершенно неожиданные результаты дали наблюдения за трещиноватостью осадочно-вулканогенных пород печенгского комплекса и подстилающих его гранито-гнейсов. Оказалось, что благоприятные для оруденения трещинные структуры распространяются в 3–4 раза дальше от поверхности земли, чем предполагалось на основании общих соображений. Зоны дробления, катаклаза и милонитизации, вскрытые на отметках 6–10 км, сопровождаются ореолами низкотемпературных гидротермальных изменений, которые всегда считались близповерхностными образованиями. Они явно наложены на прогрессивный метаморфизм, и, следовательно, не могли опускаться вместе с вмещающими породами на эту глубину. То же можно сказать и о гидротермальной сульфидной минерализации, связанной с этими зонами (фиг. 2, 3).

В сочетании с другими геологическими наблюдениями эти факты позволяют утверждать, что существующие оценки вертикального диапазона образования эндогенных



Фиг. 2. Зона катаклаза (а) и кварц-карбонатная жила с сульфидными минералами (б) в сланцеватом амфиболите. Natur. вел.

рудных месторождений явно занижены, что они не могут базироваться на статистических моделях строения земной коры и что на разных этапах геологической истории условия и параметры эндогенного рудообразования на одной и той же глубине могли быть различными.

При определенных условиях влияние литостатической нагрузки на характер деформаций горных пород, вероятно, может отходить на второй план, и даже на больших глубинах вследствие горизонтальных перемещений могут возникать обособленные тектонические блоки, разрывные и складчатые структуры благоприятные для рудоотложения. С этих позиций мобилистские идеи о тектонической расчлененности литосферы [7] заслуживают пристального внимания.

Как известно, эндогенные рудные месторождения долгое время отождествляли с магматогенными. К настоящему времени объем этого термина расширился, и стало очевидным, что они образованы в результате различных и разновозрастных процессов. Доказано поступление рудных компонентов из верхней мантии, заимствование их из разных слоев земной коры, участие в эндогенном рудообразовании метеорных вод, показана важная роль метаморфизма в образовании новых и преобразовании ранее возникших рудных залежей. Соответственно большое значение приобрела проблема источников рудных веществ эндогенных месторождений и той энергии, которая обеспечивает их миграцию и концентрацию [6].

При анализе процессов эндогенного рудообразования в связи с глубинным строением земной коры в качестве основы для сопоставлений можно выбрать положение источника рудного вещества и сферы рудообразования в вертикальном разрезе литосферы. Другими признаками могут служить способ переноса рудного вещества (в виде расплава, протрузии, газово-жидкого флюида, раствора), геологические характеристики сферы рудообразования, механизм рудоотложения, характер преобразования руд и, наконец, комбинация процессов, определивших современный облик месторождения.

Опираясь на перечисленные выше признаки, эндогенные рудные месторождения можно разделить на две основные группы и четыре подгруппы.

I. Мантийные:

а) образованные в результате поступления рудного вещества вместе с магматическими расплавами (магматические месторождения хрома, платины, титана, меди, никеля в



Фиг. 3. Неизменный (а) и гидротермально измененный (б) биотит-амфиболовый гнейс. Шлиф, при одном никеле. Увел. 20

ассоциации с базитами-гипербазитами, карбонатитовые месторождения редких и цветных металлов, флогопита и других в связи с центральными магматическими комплексами, алмазоносные кимберлиты);

б) возникшие из газовой-жидких флюидов (гидротермальные флюоритовые, сурьмяно-ртутные, некоторые золоторудные месторождения).

II. Внутрикоровые:

а) сформированные при участии магматических расплавов (редкометальные пегматиты, постмагматические гидротермальные месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, тантала, ниобия, скарновые месторождения флогопита, вольфрама, молибдена и др.);

б) образованные под воздействием газовой-жидких флюидов (мусковитовые пегматиты, постметаморфические гидротермальные месторождения урана и редких металлов и др.).

Поскольку эндогенные месторождения весьма разнообразны, а сведения о глубинном строении рудоносных площадей далеко неравноценны, то разработка проблемы должна начинаться с характеристики немногих детально изученных районов. Для каждого из них будут собраны и проанализированы данные о его геотектонической позиции и глубинном строении, закономерностях локализации оруденения, структурной, магматической и рудно-метасоматической зональности, критериях и методах прогнозирования скрытого оруденения. В качестве первоочередных намечены Печенгский,

Кемпирсайский, Норильский, Кавалеровско-Дальнегорский, Джидинский, Алма-лыкский рудные районы. Главная цель — выяснение взаимосвязей между глубинным строением земной коры и процессами эндогенного оруденения — во всех районах остается одной и той же, но перечень конкретных задач исследований, естественно, меняется.

Так, в Печенгском районе могут быть исследованы влияния горизонтальных и вертикальных тектонических движений на глубинное строение рудоносных площадей, соотношения между метаморфизмом и тектоническими перемещениями рудоносных блоков, поведение сульфидной минерализации при прогрессивном и регрессивном метаморфизме, роль магматических, метасоматических и гидротермальных процессов в образовании сульфидных медно-никелевых руд, вертикальная зональность рудоносных трещинных структур и, наконец, дана количественная характеристика вертикаль-

ного диапазона эндогенного оруденения в земной коре и оценена надежность некоторых геотермометров и геобарометров.

Изучение Кемпирсайского района, где находятся месторождения, связано с решением ряда кардинальных вопросов о характере связи рудоносных гипербазитов с верхней мантией, месте и времени дифференциации исходной магмы, положении гипербазитов в разрезах офиолитовых комплексов, механизме проникновения их в верхние горизонты земной коры, о соотношениях между тектоническими и магматическими факторами контроля хромитовых рудных залежей и др.

Норильский район с его месторождениями сульфидных медно-никелевых руд является ключевым для изучения тектоники краевых зон древних платформ, трапсового магматизма и генезиса магматических месторождений. Особого внимания здесь заслуживают природа региональной гравитационной аномалии, причины появления расчлененных рудоносных интрузивов и роль промежуточных очагов в их формировании, дополнительные критерии обнаружения медно-никелевого оруденения.

Кавалеровско-Дальнегорский район в Приморье характеризуется комплексным оловянным и свинцовым оруденением, связанным с молодым континентальным вулканическим поясом. В пределах этого района особый интерес представляют оценка вертикального размаха эндогенного оруденения и возможность обнаружения новых глубинных его ярусов, выяснение геолого-геохимических особенностей пород фундамента, распространения и зональности фронтов метаморфизма, анализ возрастных и пространственных соотношений разных рудных формаций.

Джидинский рудный район, представленный компактной группой месторождений молибдена и вольфрама, является классическим представителем постмагматического оруденения областей тектоно-магматической активизации. Общее научное значение здесь имеет определение вертикального размаха вольфрамового и молибденового оруденения, анализ изменения с глубиной трещинных структур, их минерального выполнения и околожильных изменений, исследование соотношений оруденения с многофазным гранитоидным магматизмом, поиски надежных критериев для интерпретации геофизических данных с целью обнаружения не вскрытых эрозией рудоносных гранитных массивов.

В Алмалыкском рудном районе с его разнообразными медными и полиметаллическими месторождениями заслуживают внимания и проверки идеи о существовании на глубине единого гигантского кольца штокверковых залежей, разобщенного крупными разломами, а также геологическая интерпретация глубинного геофизического профиля со специфическим "размытым" положением граница Конрада.

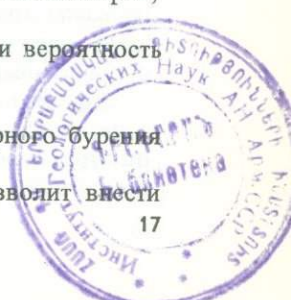
Как известно, в пятидесятых—шестидесятых годах в Советском Союзе была осуществлена широкая программа опорного бурения в осадочном чехле платформ и передовых прогибов, которая сыграла выдающуюся роль в последующих открытиях новых месторождений нефти и газа. В этой связи в 1979 г. Институт обратился в Министерство геологии СССР с предложением организовать глубокое бурение в главных рудных районах страны для решения указанной выше проблемы. Это предложение встретило положительный отклик, после чего отделом эндогенных рудных месторождений с учетом пожеланий специалистов других организаций было подготовлено научное обоснование глубокого бурения в рудных районах.

При выборе возможных районов проходки глубоких скважин учтены следующие критерии:

- вид минерального сырья и значение района в общем балансе запасов этого сырья;
- генетический тип оруденения и круг научных задач бурения;
- обеспеченность действующих горнорудных предприятий запасами и возможность их расширения на глубине;
- географическое положение и освоенность района.

В соответствии с этими критериями для постановки глубокого опорного бурения намечены 20 рудных районов, в том числе 10 — первой очереди.

Бурение глубоких скважин в главных рудных районах страны позволит ввести



крупный вклад в расширение перспектив ведущих горнодобывающих предприятий страны в области черных, цветных, благородных металлов, нерудного и горно-химического сырья. Комплексное изучение главнейших промышленно-генетических типов рудных месторождений обеспечит получение принципиально новых данных для развития теории рудообразования. Скважины вскроют глубинные зоны рудоносных территорий разного типа и возраста: древних щитов и платформ, геосинклинальных зон и областей тектоно-магматической активизации, континентальных вулканических поясов и офиолитовых комплексов. Тем самым будут созданы уникальные возможности и для решения общих проблем наук о Земле. Наконец, глубокое бурение в рудных районах будет способствовать дальнейшему развитию геологических и геофизических методов глубинного прогноза и оценки полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
2. Казанский В.И. Условия формирования и глубинное строение эндогенных рудных месторождений, полей и районов. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения (геология, условия образования, методы изучения). М.: Наука, 1980, с. 266—270.
3. Козловский Е.А. Впервые в мире. "Правда." 1980, 8 октября.
4. Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976. 288 с.
5. Сидоренко А.В. Кольская сверхглубокая. "Правда." 1975, 11 мая.
6. Смирнов В.И. Энергетические основы постмагматического рудообразования. — Геол. рудн. месторожд., 1981, №1, с. 3—16.
7. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, 240 с.

УДК 553.2

Ю.Г. САФОНОВ, Л.И. ЛУКИН, Г.Г. КРАВЧЕНКО, Е.П. МАЛИНОВСКИЙ,
В.Ф. ЧЕРНЫШЕВ

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Существенно возросшие глубины отработки значительного числа месторождений, а также общие задачи повышения эффективности локального прогнозирования оруденения определяют актуальность выявления новых геологоструктурных критериев оценки глубины распространения рудных тел, предсказания возможности проявления зональности в размещении оруденения, характера выклинивания рудных тел с глубиной и т. п.

Основой для рассмотрения указанных вопросов служат материалы авторов по изученным отечественным и зарубежным месторождениям различной глубины вскрытия, в том числе и месторождениям слабо эродированным и разведанным на всю глубину распространения оруденения, а также опубликованные данные [1, 3].

При общем разнообразии эндогенных месторождений по глубине распространения рудных тел (рудному интервалу) и определенной специфике месторождений основных генетических типов в целом средние и крупные по масштабам месторождения могут быть подразделены на 4 категории: с малым (до 0,2—0,3 км), средним (0,5—0,8 км), большим (до 1—1,5 км) и сверхбольшим (до 3,5—4 км) рудными интервалами. Здесь нами оценивается первичный интервал распространения оруденения продуктивной рудной минерализации, с приближенной оценкой эродированных частей месторождений.

Определение места продуктивного рудного интервала в общем вертикальном диапазоне развития эндогенной минерализации очень важно, хотя данные для суждения об этих зависимостях весьма ограничены. Следует отметить определенную условность сравнительного анализа рудных интервалов месторождений различных металлов, про-

мысленно важные содержания которых в рудах существенно различных. Для золота, свинца и цинка она, например, различается на три—четыре порядка.

Известные магматические месторождения характеризуются малым, средним, реже большим рудным интервалом. Малый вертикальный диапазон распространения оруденения свойственен месторождениям, приуроченным к пласто- и лополитообразным стратифицированным интрузивным массивам на активизированных платформах, что обусловлено пологим или субгоризонтальным залеганием рудных тел в придонных частях интрузивов. При значительной латеральной протяженности и наклонном залегании рудных залежей общий вертикальный интервал распространения оруденения может достигать 0,5 км и более (Садбери, Бушвельд). Для всех этих месторождений характерно ограничение распространения руд на глубину границами определенных горизонтов магматических пород, а для ряда месторождений — подошвой массива.

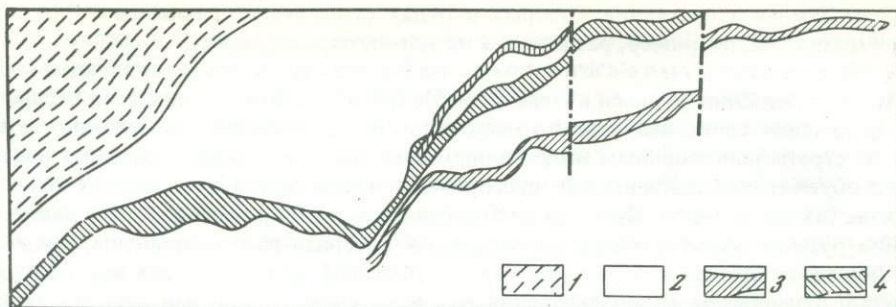
В наклонных крутопадающих меж- и внутрiformационных дайкоподобных телах или в слабостратифицированных массивах сложной морфологии, обычных для рудных районов складчатых областей, магматические месторождения имеют вертикальный диапазон распространения оруденения до 1 км и более.

В особую группу могут быть выделены магматические месторождения, в которых отмечается сочетание полого- и крутопадающих рудных тел или изменение на глубине залегания рудных залежей с пологого на крутое (Кемпирсай), либо наоборот (Сарановское). Детальное изучение Кемпирсайского месторождения показывает, что приуроченные к локальным сводам пологопадающие тела в южной части массива приобретают более крутое залегание, субогласное с контактом вмещающего их массива (фиг. 1). В этой части массива предполагается нахождение магмо- и рудоподводящего канала; в его пределах рудные тела могут распространяться на значительную глубину. Выявление положения зоны рудоподводящего канала для рудно-магматических систем представляется одним из важнейших элементов исследований глубинного строения магматических месторождений. Около таких каналов можно предполагать многоярусное размещение рудных тел и их сложные сочетания.

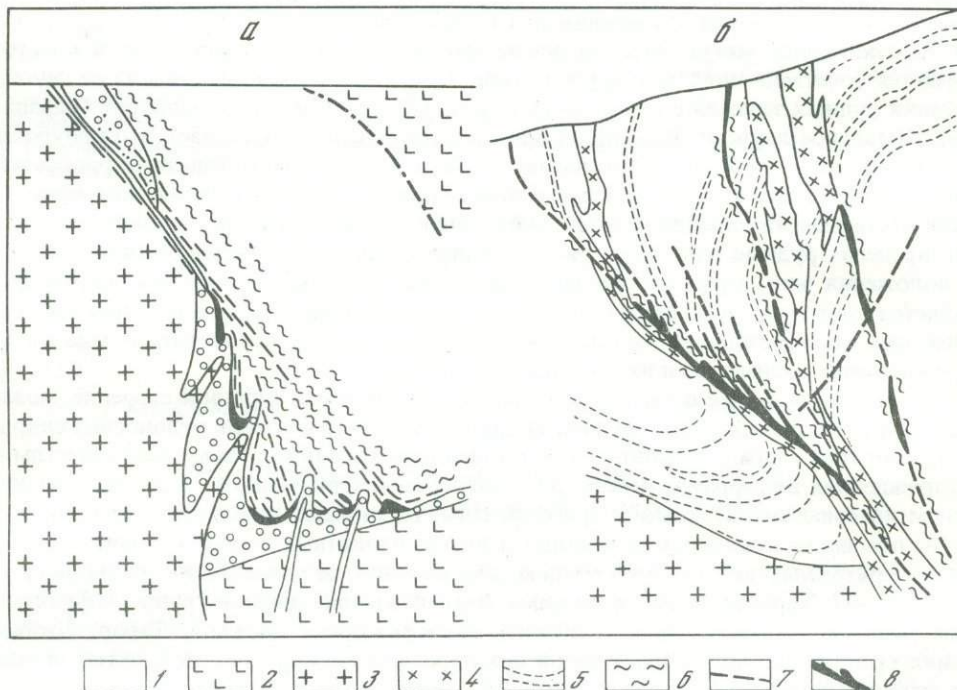
Скарновые месторождения, учитывая их глубинное строение, можно подразделить на две основные группы: 1) фронтальные и фланговые рудоносные скарновые залежи типа манто; на контактах с гранитоидными такие рудные тела известны на месторождениях вольфрама, железа, реже меди, характеризующихся малым и средним рудным интервалом; 2) жило- и трубообразные тела инфильтрационных скарнов, залегающие обычно на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород; глубина распространения крутопадающих тел этой группы, как правило, не менее 0,5 и нередко достигает 0,8—1,5 км. Характерными примерами месторождений первой группы с фронтальными рудными залежами могут служить месторождения Ингичке, Тарор, Джилау. Нижняя граница распространения руд в них определяется морфологией контакта главного интрузивного тела.

При относительно простом строении поверхности контакта руды обычно выклиниваются с глубиной на участках определенного (часто малозаметного) изменения наклона поверхности контакта. В других случаях, как это можно видеть на примере месторождений Турьинского медно—рудного поля, рудные тела размещаются в четко выраженных структурных ловушках (фиг. 2, а). Характерно, что значительный общий размах оруденения здесь определяется развитием серии ограниченных по размерам разобщенных рудных тел. На глубине крутопадающие тела иногда сменяются пологими залежами, занимающими положение фронтальных тел типа манто.

Жило- и трубообразные тела рудоносных инфильтрационных скарнов с полиметаллической, золоторудной и иной минерализацией нередко приурочиваются к контактам дайковых тел гранитоидов, к прослоям алюмосиликатных пород в карбонатной толще и т.д. Положение таких скарноворудных тел, выдержанных по падению, контролируется хорошо выраженными разрывными нарушениями. Отдельные рудные тела прослеживаются по всему рудному интервалу, выклиниваясь на глубине, обычно при некотором изменении залегания рудоконтролирующих нарушений. Характерным примером



Фиг. 1. Изменение залегания хромитовых залежей с глубиной (Кемпирсайский массив)
 1 — амфиболиты; 2 — дуниты; 3—4 — хромитовые залежи установленные (3) и предполагаемые (4)



Фиг. 2. Особенности глубинного строения Турьинского (а) и Центрально-Кансайского (б) месторождений

1 — карбонатные породы (мраморы, доломиты); 2 — вулканогенные породы; 3 — массивы гранитоидов; 4 — малые тела и дайки кислого и щелочного состава; 5 — элементы слоистости и полосчатости карбонатных пород; 6 — зоны интенсивных пластических деформаций; 7 — разломы; 8 — скарново-рудные тела

является месторождение Центральный Кансай (фиг. 2, б), рудные тела которого размещаются в зоне Южно-Дарбазинского надвига и вдоль сопряженных с ним относительно небольших сколовых нарушений со встречным падением.

Выделенные две основные группы скарновых месторождений, различные по глубинному строению, очевидно, представляют два различных типа структурных систем: 1) с рассредоточенными рудоконтролирующими и рудовмещающими структурными элементами, которыми обуславливалось фронтальное поступление и сложное распределение скарно- и рудообразующих растворов, с образованием скарново-рудных тел в "структурно-литологических" ловушках; 2) "стволовые" — с четко выраженным

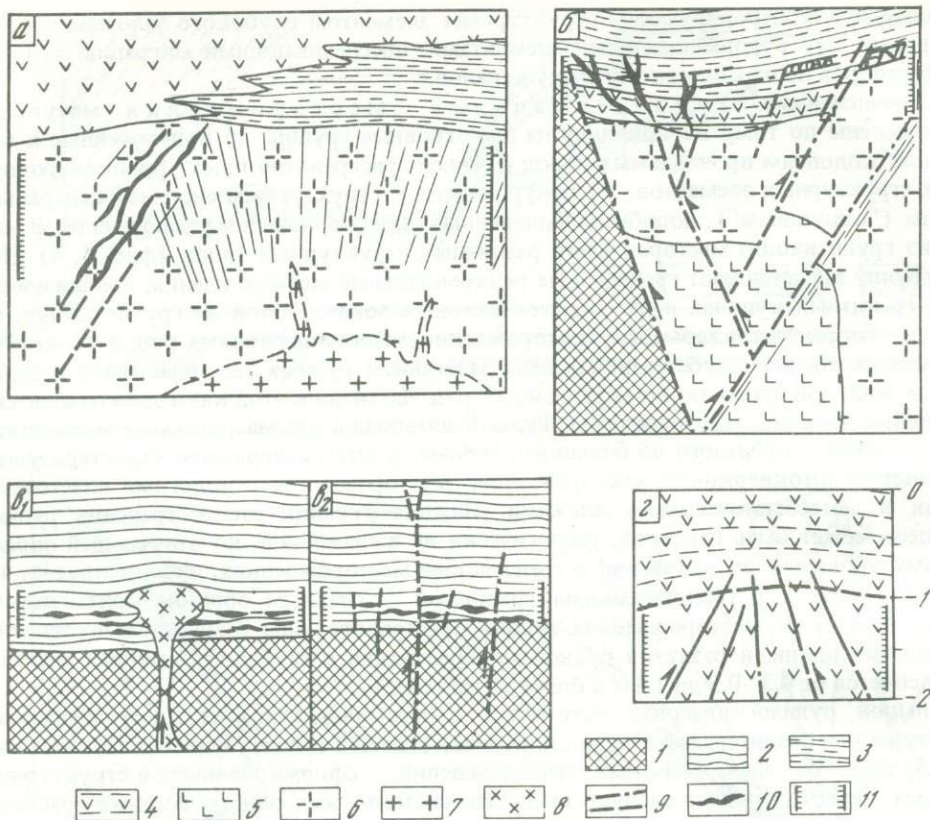
ведущим рудоконтролирующим структурным элементом глубокого заложения и подчиненными ему рудовмещающими элементами, обеспечивавшими миграцию рудоносных растворов по ограниченному числу каналов.

Многочисленные гидротермальные месторождения могут быть подразделены по тому же принципу на две основные группы: 1) приуроченные к блокам или колоннам проницаемых пород с серией рассредоточенных рудоконтролирующих структурных элементов; 2) приуроченные к структурным системам центрального типа ("стволовым"), подобным выделенным для скарновых месторождений. В каждую из групп входят месторождения различных структурных типов (фиг. 3, 4). Первую группу представляют грейзеновые редкометалльные месторождения, локализующиеся в гранитных куполах и их экзоконтактовых зонах. К этой же группе следует отнести некоторые штокверковые месторождения медно-порфирировых руд, а также многие месторождения с субстратиформным залеганием рудных тел: пластовых и серповидных жил, зон прожилково-вкрапленных руд. Частично к этой категории относятся и трещинные жильные месторождения. Рудный интервал в рассматриваемых месторождениях различен — от малого до большого. Малым рудным интервалом характеризуются грейзеновые штокверковые месторождения, месторождения с пологими пластовыми телами и метасоматическими залежами. Нижняя граница распространения рудных тел здесь может быть нерезкой, геологически не выраженной, но отвечающей определенному уровню, как, например, в грейзеновых месторождениях, либо, напротив, четкие, обусловленные геологическими границами — главным образом контактовыми поверхностями. В месторождениях медно-порфирирового типа отмечается постепенное уменьшение площади развития рудной минерализации с глубиной, интервал развития ее колеблется от 0,3—0,5 до 1 км и более (Клаймекс).

Большой рудный интервал отмечается в месторождениях складчато-разрывной структуры при значительной мощности рудовмещающей толщи (Бендиго, Никитовка — до 1,5 км). Из числа жильных месторождений, сформированных в структурных системах первой группы, следует выделить системы жил одного порядка, расходящихся с глубиной, системы субвертикальных жил, не имеющие связей между собой и с безрудными разломами, известные, например, среди эпитермальных золоторудных месторождений.

Большая часть жильных месторождений образовалась в структурных системах второй группы. Среди них известны месторождения с различными рудными интервалами, в том числе с большим и сверхбольшим. Для месторождений этой группы выявляются определенные зависимости глубинного строения от геологических особенностей включающих их рудных районов. В областях активного палеовулканизма при малом и среднем рудном интервале, как известно, часто проявляется вертикальная структурная зональность. В складчатых областях месторождения в основном имеют средний и большой рудный интервал; зональность проявляется слабо, в древних зеленокаменных трогах — месторождения с большим и сверхбольшим рудным интервалом, в которых зональность практически отсутствует.

Особый интерес вызывает специфика структуры месторождений с весьма значительным рудным интервалом. В настоящее время рудный интервал более 1,5 км установлен в основном на ряде золоторудных месторождений (Колар — Индия, Морру-Велью — Бразилия, Хоумстейк — США, Глоб-Феникс, Кем-Мотор — Южная Африка, Калгурли — Австралия, Керкленд-Лейк, Мак-Интайр, Малартик — Канада). Структурные особенности некоторых из них недавно анализировались Е.М. Некрасовым [4]. Общей чертой этих месторождений является приуроченность к кристаллическим породам докембрийских щитов. Однако структурный контроль оруденения в них различен. На месторождениях Керкленд-Лейк жильные тела контролируются зоной крупного разлома, на месторождении Калгурли — системами небольших сколовых нарушений, составляющими зону приразломных деформаций. Жильными телами (на глубоких горизонтах — зонами прожилков), приуроченными к внутриформационным нарушениям в метаосадочных породах и к секущим разрывам в долеритах, представлено месторождение Кем-Мотор, вскрытое на глубину около 2 км [5].



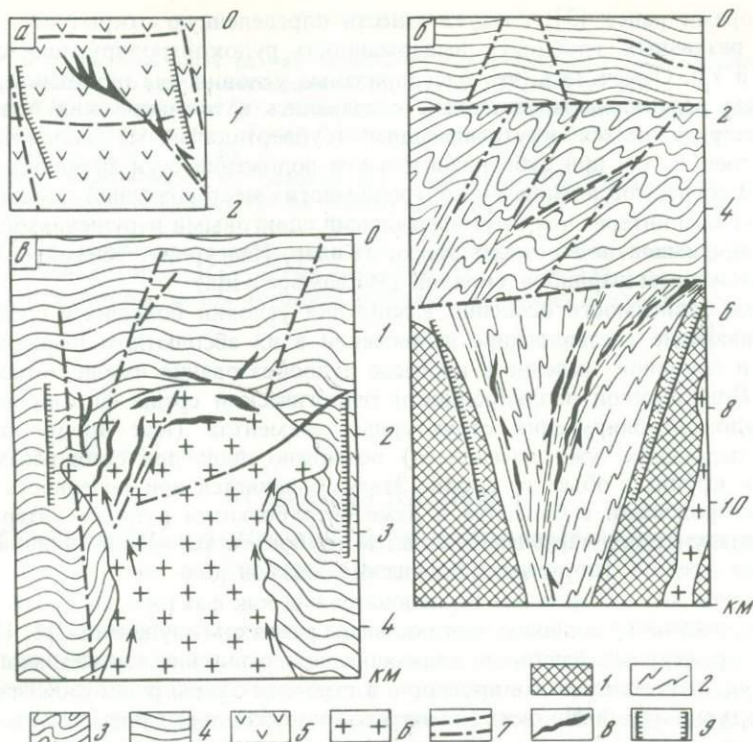
Фиг. 3. Примеры структурных систем с рассредоточенными рудоконтролирующими структурными элементами (схематизированные реконструированные разрезы в одномасштабном выражении)

a – надинтрузивный штокверк (Инкур); *б* – система крутопадающих сбросов и пологих внутриформационных нарушений (Балей); *в* – система субгоризонтальных зон нарушений (ϵ_1) и субвертикальных разрывов (ϵ_2) (Лебедино); *г* – система расходящихся с глубиной разрывов одного порядка (Капник)

1 – породы кристаллического основания; 2 – карбонатные породы платформенного чехла; орогенный этаж: 3 – терригенные породы; 4 – вулканические породы; 5 – интрузивные породы основного состава; 6 – ранние гранитоиды; 7 – поздние гранитоиды; 8 – малые интрузии и дайки; 9 – разломы; 10 – рудные тела; 11 – рудный интервал

Канадские месторождения, как и золоторудное поле Колар, залегают в основном в метавулканических породах. Жилоподобные тела месторождения Мак-Интайр контролируются зонами напряженной мелкой складчатости, трещинами скалывания, расланцевания. С глубиной количество рудных тел сокращается и уменьшаются их параметры. На месторождении Колар, глубина вскрытия которого в настоящее время составляет 3200 м, основные кварц-золоторудные тела сконцентрированы в зоне Чемпион-риф. Эта зона представляет собой выдержанную по простиранию и падению систему кулисообразных тел, контролируемых трещинами скалывания, мелкими складками скалывания и волочения. Характерно конусообразное выклинивание контура оруденения с глубиной, не связанное с какими-либо существенными изменениями геологической обстановки. Наиболее существенным изменением является смена углов падения зоны с $40-50^\circ$ на верхних горизонтах месторождения до $80-85^\circ$ – на нижних. Вместе с тем отмечается также уменьшение мощности кварцевых тел, упрощение их морфологии. На некоторых участках компактные жильные кварцевые тела сменяются зонами прожилков.

В целом проведенный анализ показывает, что для гидротермальных месторождений



Фиг. 4. Примеры структурных систем центрального типа (схематизированные реконструированные разрезы в одномасштабном выражении)

а – сосредоточенный разлом с трещинами оперения (Конамаи); *б* – система сколовых нарушений и contractionных трещин, подчиненных крупному разлому и интрузивному штоку (Степняк); *в* – система сходящихся крутопадающих зон скальвания – смятия (Колар)

1 – гранито-гнейсы кристаллического основания; 2 – metavулканыты (зеленокаменные породы) основания; 3 – дислоцированные геосинклинальные отложения; 4 – породы орогенного этажа; 5 – стратифицированные вулканические породы; 6 – гранитоиды; 7 – разломы; 8 – рудные тела; 9 – рудный интервал

выявляется определенное соотношение глубин формирования оруденения (положение верхней границы распространения оруденения относительно земной палеоповерхности в период рудообразования) и рудного интервала (диапазона распространения руд на глубину). Малоуглубинные (0,2–1 км) месторождения в основном характеризуются малым и средним рудным интервалом (до 0,5–0,8 км), среднеуглубинные (1–2 км) – средним и большим рудным интервалом (до 1,5 км), глубинные (>2 км) – средним, большим и сверхбольшим (до 3,5–4 км). Эти зависимости в значительной мере увязываются с общими геологическими и физико-химическими особенностями формирования разноуглубинных месторождений и в первую очередь, – с различием источников вещества – их “мощности” и глубинного положения [2].

Так, малоуглубинные гидротермальные месторождения, размещающиеся в основном в областях активного палеовулканизма, формировались в связи с относительно неглубоко залегающими источниками растворов, как и среднеуглубинные, связанные парагенетически с интрузивными телами. Для глубинных месторождений устанавливается значительное удаление от источников. Структурные условия в одних случаях способствовали “нормальному” ходу процесса рудообразования, определявшемуся Р–Т условиями и физико-химическими параметрами растворов, и, как следствие этого, – приводили к отложению руд в оптимальном вертикальном интервале. В других случаях, геологическая обстановка обуславливала сокращение рудного интервала. К факторам, благоприятствующим нормальному развитию рудообразующих процессов, как отме-

чалось авторами ранее [3], следует отнести определенную открытость структурных систем на различных глубинах, выдержанность рудоконтролирующих структурных элементов и т.д. Отмечалось, что благоприятные условия для развития оруденения на значительном вертикальном интервале создавались в тектонических полях напряжений, характеризующихся крутопадающим (субвертикальным) положением деформационной оси B , т.е. при субгоризонтальном положении осей активных сил. С этим положением согласуются данные о контроле многих месторождений с большим и сверхбольшим рудным интервалом, крутопадающими сдвиговыми нарушениями, их системами, сопрягающимися под острым углом (Колар, Калгурли), зонами складчатости с крутым положением шарниров складок (Матаамбре и др.).

Указанные зависимости особенно важны для условий больших и средних глубин, где растягивающие составляющие напряжений в их абсолютном выражении не проявляются, и основное значение в процессе рудообразования имели метасоматические процессы. При обычной неоднородности геологической среды формирование выдержанных рудоконтролирующих структурных элементов (как вновь образованных, так и унаследующих уже имеющиеся) возможно лишь при стабильных условиях деформации крупных объемов пород. Этим объясняется приуроченность рудных тел многих месторождений с большим и даже сверхбольшим рудным интервалом лишь к определенным частям структурных систем глубокого заложения. Эти системы обычно включают древние (дорудные) нарушения, важная роль которых в контроле оруденения неоднократно отмечалась исследователями как фактора, способствующего развитию месторождений с большим вертикальным размахом оруденения [1, 4].

В числе структурных факторов, влияющих на ограничение вертикального интервала развития руд, следует отметить ярусность в строении сферы рудоотложения, контрастность структурно-литологических комплексов по физико-механическим и химическим свойствам по вертикали, рассредоточенное состояние рудовмещающих нарушений, повышенная раздробленность пород и т.д. Могут быть выделены факторы, как отрицательно влияющие на концентрацию оруденения, обуславливающие рассеяние рудной минерализации (например, чрезмерно повышенная проницаемость структурных систем), так и положительно влияющие на пространственную локализацию крупных месторождений (например, толщ и пачек пород, благоприятных для замещения),

В практическом отношении важно обычное сонахождение в рудных районах месторождений с различным рудным интервалом, а для месторождений с большим рудным интервалом — дифференциация рудных тел и зон по глубине распространения оруденения. Выдержанными и продуктивными на глубоких горизонтах обычно оказываются лишь некоторые, приуроченные к ведущим структурным элементам; контрастность их проявления в верхах месторождений может быть и незначительной.

Таким образом, среди месторождений каждой из рассмотренных групп могут быть выделены структурные типы, характеризующиеся устойчивым рудным интервалом, и такие типы месторождений, вертикальный размах оруденения в которых изменчив и зависит от конкретной геологической обстановки. Определенным относительно постоянным рудным интервалом характеризуются месторождения, образовавшиеся при пространственной—временной сопряженности процессов рудообразования и формирования основных рудовмещающих структурных форм и элементов (придонные залежи позднемагматических руд в стратифицированных субсогласных интрузивах, фронтальные скарново-рудные залежи и грейзеновые штокверки в апикальных частях интрузивов и т.д.).

Большой и сверхбольшой рудный интервал свойственен месторождениям, приуроченным к структурным системам глубокого заложения в блоках относительно однородных благоприятных пород. Такими могут быть и магматические, и скарновые, и гидротермальные месторождения. Общей чертой их является выдержанность рудоконтролирующих структурных элементов с глубиной, слабое проявление (или отсутствие признаков) вертикальной структурной зональности при определенной специфике, свойственной месторождениям различных генетических типов.

1. *Вольфсон Ф.И.* Вертикальный размах оруденения гидротермальных месторождений. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 232–240.
2. *Казанский В.И., Малиновский Е.П., Наумов Г.Б.* и др. Влияние структурных факторов на гидротермальное рудоотложение. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 21–40.
3. *Лукин Л.И., Малиновский Е.П., Сафонов Ю.Г., Чернышев В.Ф.* Структурные условия, определяющие протяженность рудных тел на глубину. Тезисы IAGOD, IV симпозиум. София, 1974, с. 331–332.
4. *Некрасов Е.М.* Зарубежные золоторудные месторождения со значительным вертикальным размахом оруденения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 108–123.
5. *Шер С.Д.* Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 295 с.

УДК 551.240 + 551.243.6 + 553.061.11

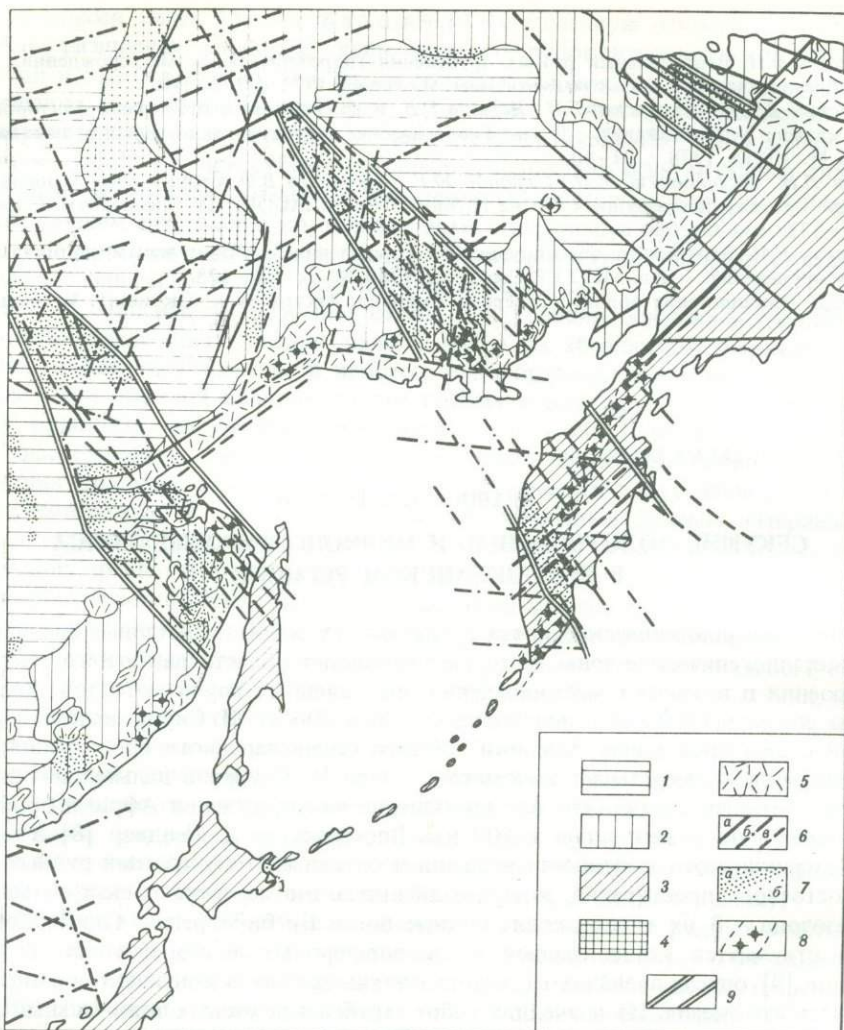
В.С. КРАВЦОВ, И.Н. ТОМСОН

СЕКУЩИЕ ЗОЛОТОНОСНЫЕ И МЕДНОПОРФИРОВЫЕ ПОЯСА В ТИХООКЕАНСКОМ РЕГИОНЕ

Сквозные металлогенические пояса представляют собой планетарные специализированные металлогенические зоны, которые пересекают области различного тектонического строения и включают месторождения определенных групп металлов. Впервые о сквозных специализированных поясах писал еще в 20-х гг. И. Спурр, который наметил "Великий серебряный канал Америки" общего северо-западного простирания, протяженностью в несколько тысяч километров. Идеи И. Спурра в дальнейшем развивал П. Вагнер, который считал, что все платиновые месторождения Африки приурочены к поясу Олейу протяженностью в 500 км. Впоследствии В. Лендвер [8] в пределах Северо-Американского континента выделил и описал систему из семи рудных поясов северо-восточного простирания, которые дискордантно пересекают складчатые структуры мезозойского периода. В их число входят рудные пояса Бисби-Моренси, Глоуб, Колорадо, которые отличаются концентрацией медно-порфировых месторождений. В 1967 г. Р. Шуилинг [9] описал двенадцать секущих оловянных поясов континентов в окружении Атлантического океана. Из последних работ зарубежных ученых значительный интерес в этом плане представляют исследования А.К. Миккола [3], который выделил и описал сульфидный рудный пояс Финляндии, пересекающий всю страну и приуроченный к зоне разломов северо-западного простирания.

Среди советских геологов идея о существовании сквозных систем разломов, пересекающих регионы с различным тектоническим строением и влияющих на размещение минерализации, была выдвинута Е.А. Радкевич и И.Н. Томсоном [5] на примере Приморского края, где ими была выделена система сквозных широтных зон скрытых разломов фундамента, контролирующая положение рудных районов и узлов. Эти выводы получили дальнейшее развитие в работах И.Н. Томсона, М.А. Фаворской [7], которыми была установлена рудоконцентрирующая роль такого рода структур, имеющих широтное (для Дальнего Востока СССР и Америки) и меридиональное (для Африки и Европы) простирание. Эти авторы подчеркивали, что сквозные рудоконцентрирующие зоны не являются специализированными в отношении оруденения, они способствуют интенсификации рудного процесса в тех металлогенических зонах, которые они пересекают.

Проведенные нами исследования позволяют утверждать, что существуют также системы секущих нарушений, играющие совершенно иную металлогеническую роль и представляющие собой специализированные рудные пояса (фиг. 1). Сразу отметим, что рудоконцентрирующие дислокации имеют широтную и меридиональную ориентировку, а специализированные сквозные зоны — диагональную. Последнее заключение



Фиг. 1. Кварцеворудные пояса северо-западного сегмента Тихоокеанского региона

1 – платформенные области; 2 – складчатые мезозойды; 3 – складчатые альпиды; 4 – Предверхоянский краевой прогиб; 5 – вулканические пояса; 6 – крупнейшие разломы; а – установленные по геологическим данным, б – с помощью геофизических методов, в – с помощью дешифрирования космических снимков; 7 – кварцеворудные пояса секущего типа: а – с интенсивной минерализацией, б – с менее интенсивной минерализацией; 8 – кварцеворудные пояса согласного типа; 9 – границы систем разломов, контролирующих секущие кварцеворудные пояса

было получено нами в результате анализа размещения разнотипной и разновозрастной минерализации на территории Востока СССР с привлечением сравнительных материалов по некоторым зарубежным странам (США, Югославия), который позволил подкрепить новыми важными фактами выдвигаемое ранее представление о существовании платформенных специализированных рудных поясов.

Для того чтобы обосновать выдвигаемое представление, обратимся к изложению фактического материала по металлогении глобальных систем разломов Востока СССР.

Анализ особенностей геологического строения Северо-Востока СССР и сопредельных районов с широким использованием мелкокомасштабных космических снимков, интерпретации геофизических материалов и результатов ранее проведенных исследований позволяют с новых позиций рассмотреть особенности разломной тектоники этого

региона и конкретизировать металлогеническое значение трансрегиональных систем разломов.

Дешифрирование космических снимков территории Верхояно-Колымской складчатой области привело к выделению в верховьях рек Индигирки и Колымы систем разломов северо-западного и северо-восточного простираний.

Северо-западные разломы в Верхояно-Колымском регионе образуют три крупнейшие параллельные системы, протягивающиеся на значительные расстояния. Каждая из них состоит из серии сближенных протяженных, кулисообразно расположенных нарушений. Опыт интерпретации космических снимков показывает, что на снимках, как правило, дешифрируется густая сеть коротких разноориентированных разломов. В данном случае в Верхояно-Колымском регионе отчетливо дешифрируемые протяженные разломы единой ориентировки образуют крупные линейные системы. Разломы трех параллельных систем в совокупности образуют мощную зону повышенной проницаемости, связанную с развитием крупного блока земной коры, вытянутого в северо-западном направлении и охватывающего территорию бассейнов верхних течений рек Колымы, Индигирки и Яны.

Влияние северо-западных разломов в этом блоке сказывалось на развитии мезозойской геосинклинали в течение длительного отрезка времени. Ими определялось, в частности, положение области максимального осадконакопления в нижнем и среднем триасе с мощностями до 2000 м и более [6] и глубокого юрского трога — Иньяли-Дебинского синклинория. Прямолинейность юго-западных и северо-восточных ограничений указанных областей осадконакопления подтверждает такую взаимосвязь. В пределах Верхояно-Колымского блока сконцентрирована подавляющая часть гранитоидных массивов поздне-юрской-раннемеловой возрастной группы, даек различного состава — от диабазов до альбитофинов и кварцевых порфиров и минерализация кварцевого и силикатно-сульфидного типов. Внутреннее строение Верхояно-Колымского пояса повышенной проницаемости определяется существованием здесь диагонально-лестничной разломной структуры. Вдоль систем этих разломов прослеживается сейсмический пояс, позиция которого отличается от обычной позиции сейсмических зон Тихоокеанского кольца, тяготеющих к островным дугам [2].

Верхояно-Колымский пояс северо-западных разломов, выявленный при дешифрировании космических телевизионных снимков удается проследить на значительные расстояния на северо-запад и юго-восток за пределами территории Северо-Востока СССР. В северо-западном направлении он пересекает структуры Верхоянского антиклинория, Предверхоянского и Лена-Анабарского краевых прогибов, Оленекского сводового поднятия, северо-западной части Хатангского и Быррангского прогибов и Северо-Таймырского антиклинория. В юго-восточном направлении Верхояно-Колымский пояс разломов находит свое продолжение на дне Охотского моря и на Камчатке. Приведенные данные позволяют со всей уверенностью говорить о существовании в северо-восточной части Азиатского материка глобального северо-западного пояса разломов, протягивающегося от Таймыра до западной части Алеутских островов. Он, возможно, имеет на своем продолжении структуру Императорской зоны разломов на дне Тихого океана [4]. При этом на весьма значительном его отрезке (на Северо-Востоке СССР) разломы, входящие в состав пояса, в значительной мере отдешифрированы на космических телевизионных снимках. Ширина пояса в материковой части составляет 250 км, увеличиваясь в районах Приохотья и на Камчатке. Единый характер этой глобальной разломной структуры позволяет именовать ее Таймыро-Колымо-Камчатской.

Металлогеническое значение Таймыро-Колымо-Камчатской разломной структуры отчетливо проявлено на Северо-Востоке СССР, где она контролирует положение оруденения кварцево-рудной группы формаций (главным образом золото-кварцевое и касситерито-кварцевое), образующего единый Верхояно-Колымский кварцево-рудный пояс. Интерпретация площадного распространения кварцево-рудного пояса в Верхояно-Колымской части Северо-Востока СССР показала следующее:

а) все оруденение этого типа локализовано в пределах Верхояно-Колымского фрагмента Таймыро-Колымо-Камчатской разломной структуры;

б) кварцево-рудный пояс в плане имеет форму удлиненной трапеции, основание которой приходится на районы правобережья верховьев р. Колымы, а вершина — на низовьях р. Адычи (правого притока р. Яны);

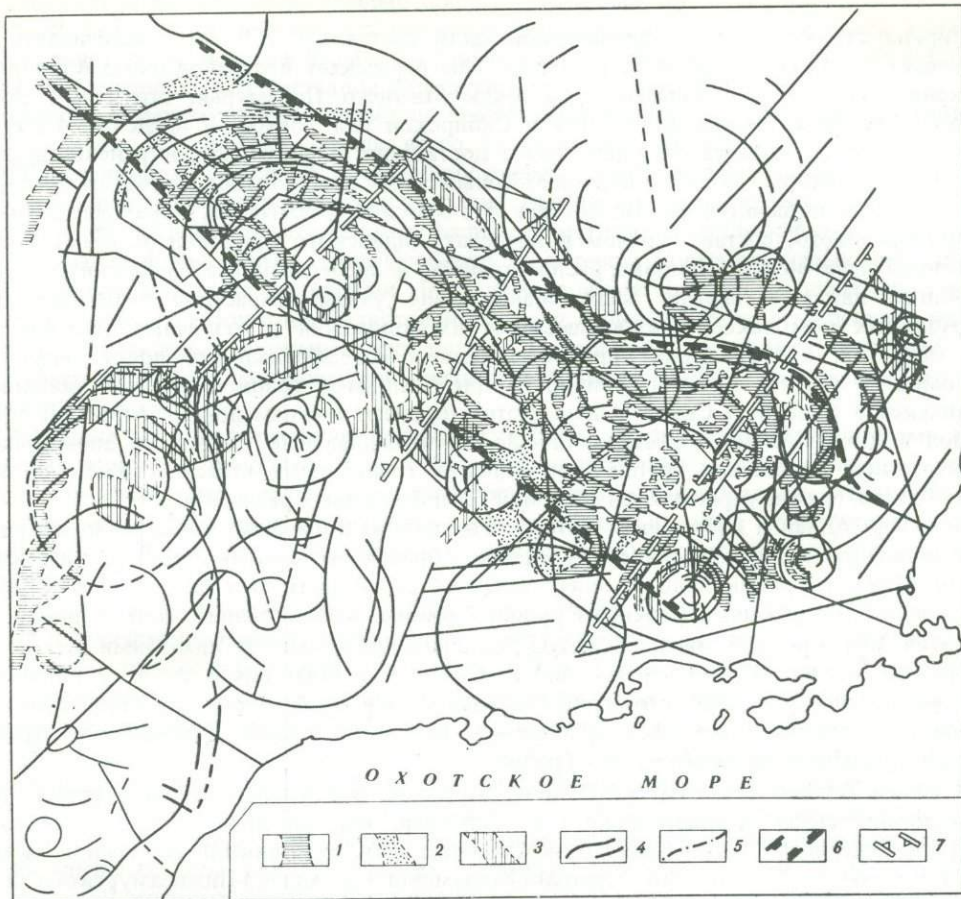
в) резкие юго-восточное и северо-западное ограничения кварцево-рудного пояса происходят по глобальным системам северо-восточных разломов, контролирующим специализированные пояса силикатно-сульфидного оруденения. Такой же системой северо-восточных разломов определяется пережим кварцево-рудного пояса на Индигиро-Колымском междуречье.

Таким образом, глобальная северо-западная Таймыро-Колымо-Камчатская разломная структура отчетливо выступает как структура, контролирующая на Северо-Востоке СССР положение специализированного рудного пояса, протяженность которого здесь составляет 900 км. Юго-восточный фрагмент структуры — Камчатский контролирует положение мелового медно-порфирового оруденения, связанного с поперечными северо-западными дислокациями, и достаточно широко развитую здесь кварцево-рудную минерализацию. Это подчеркивает специализацию Таймыро-Колымо-Камчатской разломной структуры на оруденение, относящееся к кварцевой группе формаций, и позволяет в порядке постановки вопроса предположить существование единого Верхояно-Колымо-Камчатского кварцево-рудного пояса.

Внутреннее строение пояса оказывает важное влияние на размещение оруденения. Определенную роль в этом играет диагонально-лестничное строение системы разломов, причем золото-сурьмяная минерализация, обнаруживающая четкий линейный контроль, приурочена именно к диагональным разломам. По В.И. Бергеру [1], это разломы типа взброса-сдвига и разделяют они блоки пологих дислокаций и зоны интенсивной линейной складчатости. Локализация золото-кварцевой минерализации и сопровождающих россыпей определяется влиянием наложенных сводовых структур.

Оба типа минерализации группируются в узких зонах, которые имеют часто дугообразную, ветвящуюся форму и разнообразную ориентировку. Причины столь сложной морфологии этих зон удастся расшифровать, привлекая материалы дешифрирования космического снимка. По этим данным устанавливается, что к поясу разломов приурочены также две мегаконцентрические структуры, вытянутые в том же северо-западном направлении. Эти мегаконцентрические структуры дешифрируются в виде систем разрывов, одни из которых выступают в форме концентрических дуг, другие — радиальных разломов. Рудоносные зоны в пределах Верхне-Индигирской мегаконцентрической структуры приурочены в равной мере к радиальным и концентрическим направлениям и образуют четкую систему подобного рода (фиг. 2). При этом рудоносные зоны отсутствуют в центре структуры и практически сосредоточены в ее северо-западной половине. Нарушения северо-восточного направления играют барьерную роль и как бы ограничивают распространение рудоносных зон на юго-восток.

В поперечном блоке, который высекается разломами северо-восточного простирания, получает развитие полиметаллическое оруденение. Вновь широкое развитие кварцево-золоторудное и россыпное оруденение получает в пределах Верхне-Колымской мегаконцентрической структуры. Локальные рудоносные зоны здесь часто контролируются концентрическими дислокациями. Однако их очертания здесь менее четки, что связано с дополнительным влиянием на расположение рудоносных зон уже со стороны локальных концентрических структур. Подобная связь особенно отчетливо выступает на юго-восточной периферии мегаконцентрической структуры. Таким образом, размещение локальных рудных зон определяется главным образом радиальными и концентрическими дислокациями. Этими же нарушениями контролируется положение свит даек, широко развитых в пределах Верхояно-Колымского рудоносного пояса. Дайки так же группируются в пояса радиального и концентрического направлений. Крупные тела гранитоидных интрузивов обнаруживают зависимость в своем расположении от мегаконцентрических структур.



Фиг. 2. Схема распределения металлоносности Индигиро-Колымского региона в связи с внутренними дислокациями сводов и концентрических структур

Металлоносные зоны кварцевой группы рудных формаций (1, 2): 1 – малосульфидной; 2 – кварцево-редкометалльной; 3 – металлоносные зоны силикатно-сульфидной группы рудных формаций; 4 – разломы, установленные по телевизионным космическим снимкам; 5 – некоторые из закартированных разломов. Пояса преимущественного развития оруденения кварцевой (6) и силикатно-сульфидной (7) групп формаций

Общей отличительной особенностью рудной минерализации Верхояно-Колымского пояса является высокая пробность золота, характерная для месторождений как золото-малосульфидной, так и, в особенности, золото-антимонитовой формации, а также ассоциация их со свитами даек.

Второй глобальной разломной структурой северо-западного простирания на Востоке СССР, которая контролирует сходный кварцево-рудный пояс и фрагменты которой дешифрируются на космических снимках, является Котуй-Алдано-Нижнеамурская. Она протягивается параллельно предыдущей на 3000 км из бассейна р. Котуй (правого притока р. Хатанги), через верховья р. Алдан в бассейн нижнего течения р. Амур. Юго-восточный фрагмент этой разломной структуры трассируется системой сближенных разломов северо-западного простирания, дешифрирующихся на космических снимках и закартированных в бассейнах нижних течений рек Амура и Уды. Далее на северо-запад в пределах Алданского выступа Сибирской платформы и Виллюйской синеклизы в состав Котуй-Алдано-Нижнеамурской разломной структуры входят разломы как отдешифрированные по космическим снимкам, так и выделенные по геологическим и геофизическим данным.

Ширина структуры в северо-западной части составляет 250 км, увеличиваясь в верховьях р. Алдан и низовьях р. Амура. Она пересекает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, складчатые мезозойды Нижнего Приамурья, структуры Восточного Становика, Алданского щита и Сибирской платформы. В пределах Алдано-Нижнеамурского отрезка секущего пояса достаточно широко распространены интрузивные тела, которые, подобно Верхояно-Колымскому поясу, имеют возраст от поздней юры до мела включительно. По составу это массивы различного, преимущественно гранодиоритового, состава, причем в пределах Алданского щита они отличаются повышенной щелочностью. Широко распространены в пределах пояса также свиты даек.

Общим является прежде всего сравнительно узкий возрастной диапазон этих интрузивных комплексов, независимый от их положения в различных тектонических областях, и структурная приуроченность к северо-западному поясу секущих разломов. В группу этих интрузивов входят, например, гранитоиды хунгарийского комплекса в Северном Сихотэ-Алине, которые имеют нижнемеловой возраст. В этот период в Сихотэ-Алине существовали еще геосинклинальные условия, и аномальная в возрастном отношении группа хунгарийских гранитоидов известна только на севере области, где она пересекается системой северо-западных разломов.

Между р. Алдан и побережьем Татарского пролива в пределах пояса разломов развито золоторудное и россыпное оруденение, образующее единый металлогенический Алдано-Нижнеамурский пояс. В северо-западной своей части этот пояс включает месторождения Центрально-Алданского рудного района, юго-восточная часть — площадь развития золоторудной минерализации, располагающейся между низовьями р. Уды и Татарским проливом. В пределах Алдано-Нижнеамурского пояса также установлен ряд мегаконцентрических структур, определяющих особенности строения рудных районов и позицию локальных рудоносных зон. Одна из них контролирует структуру Центрально-Алданского рудного района.

В целом Алдано-Нижнеамурский пояс, пересекая различные области, "меняет" их металлогеническую специализацию. Так, например, золотоносный металлогенический профиль Северного Сихотэ-Алиня резко отличается от оловоносной его южной части.

На Востоке СССР, помимо Верхояно-Колымского и Алдано-Нижнеамурского специализированных кварцево-рудных поясов, намечается ряд меньших по масштабам аналогичных рудных поясов, связанных с системами разломов северо-западного простирания. Одним из них является Анойский кварцево-рудный пояс на Северо-Востоке СССР, который приурочен к серии сближенных протяженных северо-западных разломов.

Существование секущих глобальных металлогенических поясов присуще не только северо-западному сектору Тихоокеанского подвижного пояса. Анализ материалов и составленные нами мелкомасштабные структурно-металлогенические схемы Северо-Американского континента позволили и здесь выделить поперечные золотоносный и медный пояса.

Выделенные В. Лендвером три сближенные зоны медной и золотой минерализации — Колорадо, Бисби-Морэнси, Глоуб образуют поперечный рудоносный пояс у границы США и Мексики, который пересекает ороген Скалистых гор в северо-восточном направлении. На продолжении пояса расположен линеамент Колорадо, пролегающий в фундаменте Северо-Американской платформы. Северо-восточное продолжение пояса трассируется в пределы выступа Канадского щита.

Севернее упомянутого пояса, параллельно ему протягивается пояс золоторудных месторождений, включающий рудные и россыпные месторождения золота запада США (Невада-Сити, Гросс-Валли и др.), месторождения рудных районов Карлин и Хоумстейк и группу канадских месторождений юго-восточнее оз. Виннипег (Ред-Лейк, Прикл-Кроу и др.). Этот золотоносный пояс включает зону Монтана В. Лендвера. Таким образом, золотоносные и меднорудные пояса секущего типа на Американском континенте имеют северо-восточное простирание.

Изложенный материал со всей очевидностью свидетельствует о том, что в пределах

земной коры континентов, помимо широко известных согласных металлогенических поясов, существуют секущие специализированные металлогенические пояса, которые пересекают области с различным тектоническим строением и включают месторождения определенных групп металлов (преимущественно золота и меди).

Можно отметить некоторые общие черты, свойственные секущим металлогеническим поясам. Их отличает, прежде всего, устойчивая ориентировка — северо-западная на Евразийском материке и северо-восточная — на Североамериканском. Общей и весьма характерной особенностью секущих поясов является преимущественное развитие в их пределах плутонических фаций магматизма и метаморфизма зеленосланцевой фации флишоидных толщ. Особенно характерны формации малых интрузивов, образующие дайковые ассоциации. Важной чертой магматизма секущих поясов является также его автономное развитие во времени, более раннее по отношению к магматизму пересекаемых вулканических поясов. Преобладающее развитие в их пределах получают золоторудные формации средних и больших глубин, содержащие высокопробное золото.

Секущие металлогенические пояса могут быть противопоставлены другому типу рудных поясов — продольным по отношению к подвижным зонам различных типов (конформным). Эти последние отличаются развитием в их пределах малоглубинной золоторудной формации с низкопробным золотом, а также золото-колчеданного оруденения. В согласных золотоносных поясах широкое распространение получили процессы вулканизма.

В заключение отметим, что секущие рудные пояса представляют собой новый тип узко специализированных планетарных металлогенических поясов, выделение и изучение которых позволяет осуществить избирательный прогноз на золото и медь пересекаемых сегментов складчатых зон, вулканических поясов и платформ. Контролирующие их сквозные системы разломов выделяются на мелкомасштабных космических снимках и представляют собой особый тип подвижных поясов, которые выступают как зоны раздвига, повышенных проницаемости и величин глубинных тепловых потоков, и интрузивного магматизма, а также метаморфизма. Важным и характерным свойством таких подвижных поясов является развитие в орогенный этап в их пределах цепи концентрических структур, внутренние дуговые и радиальные дислокации которых определяют положение металлоносных зон, входящих в состав специализированного рудного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978, 296 с.
2. Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М., Войнова И.П. и др. Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция Советского Дальнего Востока. — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 208–231.
3. Миккола А.К. Закономерности локализации рудных месторождений в докембрии Финляндии. — В кн.: Корреляция докембрия, т. 2. М.: Наука, 1977, с. 320–336.
4. Пущаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О. и др. Системы разломов в Тихом океане. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 3–12.
5. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. — Сов. геол., 1956, сб. 53, с. 170–185.
6. Резанов И.А. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 175 с.
7. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — Сов. геол., 1968, № 10, с. 6–20.
8. Landver W.R. Belts of major mineralization in the Western United States.—Economic geology, 1967, 62, N. 4, p. 494–501.
9. Schilling R.D. Tin belts on the continents around the Atlantic ocean. — Economic geology, 1967, 62, N. 4, p. 540–550.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Прогноз при поисках рудных месторождений в течение долгого времени рассматривался только как неотъемлемая часть и конечный итог металлогенических исследований. Положение это изменилось на рубеже шестидесятых и семидесятых годов, когда впервые был поставлен вопрос о прогнозе как самостоятельном научном направлении, в чем значительная заслуга В.А. Королева, П.А. Шехтмана и коллектива Средне-Азиатского научно-исследовательского института геологии и минерального сырья (САИГИМС) [10, 16], а также коллектива, руководимого Д.В. Рундквистом во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ) [6, 8].

В коллективе ВСЕГЕИ, являющемся одним из ведущих в рассматриваемой проблеме, в качестве основы для прогнозных исследований выдвигается формационный анализ. В начале возникновения этого направления его создатели пытались отказаться от представлений о генезисе и опираться в процессе прогнозирования только на эмпирические данные [6]. В последующих публикациях отношение к использованию генетических признаков в процессе прогнозирования оказалось у этих исследователей значительно менее негативным. В статье, опубликованной Д.В. Рундквистом в соавторстве в журнале "Советская геология" в 1980 [12], создание генетической модели рудообразующего процесса признается уже необходимым, но рассматривается как итог изучения рудоконтролирующих факторов. В число последних включены не только магматические, литологические, структурные и другие, но и собственно тектонические.

Здесь возникает известное противоречие с чисто формационным подходом к прогнозированию, так как в определение понятия "геологическая формация", выдвинутое коллективом ВСЕГЕИ [6, 8], не включается тектонический фактор, а структура формации рассматривается как наличие зональности в расположении отдельных ее элементов или наличие между ними секущих контактов. Кроме того, через все прогнозные построения красной нитью проходит стремление сохранить при рассмотрении тектоники главную роль за собственно коровыми структурами, хотя представления о тектоно-магматической активизации, получившие особенно широкое распространение в конце 60-х гг., заставили исследователей обратить более пристальное внимание на металлогеническую роль структур глубокого заложения. Эти исследования дали новое направление региональному прогнозированию, в связи с чем, в первую очередь, следует упомянуть работы Е.Д. Карповой [7], с ее представлениями о ведущей роли в контроле оруденения на территории Казахстана и Средней Азии сводово-глыбовой тектоники.

Успехи коллектива ВСЕГЕИ в количественном прогнозировании регионального масштаба хорошо известны. Однако чисто формационный подход при локальном прогнозе встречает большие трудности. Об этом можно судить хотя бы по подбору факторов, которые в итоговой монографии [8] выдвигаются в качестве определяющих для размещения отдельных видов рудных формаций. Здесь, наряду с наличием связи с определенными формациями магматических и осадочных пород, выдвигаются такие признаки, как ассоциация с палеовулканическими постройками, приуроченность к наложенным впадинам, изгибы осей складок и т.п., т.е. признаки, связь которых между собою не очевидна.

Успехи локального прогнозирования за последние годы были в значительной мере связаны с применением различных математических методов. Отметим, например, вывод, сделанный Р.М. Константиновым [9], согласно которому во всех металлогенических задачах результаты, в первую очередь, зависят от того, какие признаки при этом учитываются и, что особенно важно, чем больше включается в обработку лишних признаков, тем хуже решается соответствующая задача. Таким образом, математичес-

кая обработка данных объективно подтверждает важную роль исходной гипотезы, а следовательно, и генетического подхода уже на стадии отбора рудоконтролирующих факторов при локальном прогнозе оруденения.

Прогнозное направление, зародившееся в конце 60-х гг. в коллективах ИГЕМ АН СССР, возглавляемых И.Н. Томсоном и автором статьи [14], с самого начала было нацелено не только на региональный, но и на локальный прогноз при поисках полезных ископаемых. В основу его легли три главных положения.

1. Учитывая все увеличивающееся количество фактов, свидетельствующих в пользу глубинного, мантийного источника рудных эманаций, основное внимание в вопросе тектонического контроля оруденения было обращено не на структуры земной коры, а на сквозные зоны нарушений, среди которых были выделены так называемые рудоконцентрирующие. Характерной особенностью сквозных структур является их автономное отношение к структурам земной коры, свидетельствующее о большой глубине их заложения, а также длительность их развития: большинство из них были заложены в докембрии, а в дальнейшем периодически оживлялись в связи с процессами тектоно-магматической активизации. Этот подход заложен во все дальнейшие построения, включая толкование понятия "магматическая формация" [13].

2. Вторым важным элементом рассматриваемой концепции явилось сформулированное нами в 1971 г. и рассмотренное в монографии [5] понятие о геологических аномалиях [15]. Под геологической аномалией было предложено понимать "Статистически значимое отклонение на данном участке тех или иных геологических признаков однородных геологических объектов от господствующего фона, соответствующих признаков подобных объектов на данном этапе развития структуры в целом" [5, с. 7]. В дальнейшем нами было показано, что как сами рудоконцентрирующие структуры, так и приуроченные к ним узлы длительной эндогенной активности контролируют положение многочисленных аномалий, структурных, магматических, геохимических и др. Этот вывод лег в основу метода выявления рудоконцентрирующих структур путем составления карт геологических аномалий.

Из понятия геологическая аномалия вытекает еще одно следствие — важное значение так называемого внутриформационного анализа [13]. Подобный анализ предусматривает целеустремленные поиски индивидуальных особенностей отдельных, в том числе и рудоносных, комплексов изверженных или осадочных пород, объединяемых в той или иной формации.

3. Развивая представление о геологических аномалиях, мы логически приходим к третьему важному положению выдвинутой концепции: крупные и уникальные по своим масштабам месторождения полезных ископаемых являются аномалиями по отношению к мелким рудопроявлениям и, следовательно, должны характеризоваться своим особым набором геологических признаков. Это положение было сформулировано автором в одной из статей так: "Крупнейшие по масштабам эндогенные рудные месторождения, приуроченные к сквозным рудоконцентрирующим структурам, являются по существу геохимическими аномалиями, тесно связанными с составом вещества верхней мантии и, наряду с магматическими образованиями, могут служить индикаторами глубинной тектоники" [15, с. 4].

Различные типы геологических аномалий обычно ассоциируют в пространстве, определяя повышенную геологическую неоднородность строения рудных полей крупных месторождений. Эта неоднородность является следствием длительности развития контролирующих подобные месторождения структур, сопровождающегося периодическим оживлением тектонической активности и глубинных источников вещества и энергии.

Следует отметить, что идея о значении повышенной геологической неоднородности как одного из важных индикаторов крупных и уникальных рудных узлов была, по-видимому, независимо, хотя и несколько позднее, выдвинута сотрудником Всесоюзного института разведочной геофизики МГ СССР (ВИРГ) Н.Н. Боровко [3, 4]. Этот исследователь также приходит к выводу, что подобная неоднородность является следствием

приуроченности крупных месторождений к долгоживущим, неоднократно подновляющимся разломам, и ссылается на ряд авторов, осуществивших количественный подход к учету степени этой неоднородности.

Помимо этого многие из числа исследователей, разрабатывающих математические методы прогнозирования, и в том числе Р.М. Константинов, все больше внимания уделяют изучению аномальных участков, отличающихся повышенной неоднородностью [9]. Все сказанное подтверждает вывод о том, что чисто формационный подход к локальному прогнозированию оруденения недостаточен, так как сама постановка вопроса о связи оруденения с представителями той или иной геологической формации (например, определенных интрузивных комплексов) не может дать ответа на главный вопрос — какие из этих комплексов являются рудоносными, а какие нет. Здесь решающее слово принадлежит внутрiformационному анализу — поиску геологических аномалий.

Переходя к вопросу о том, каким образом концепция, развиваемая в ИГЕМ, служит основой для предварительного отбора взаимосвязанных признаков, следует кратко напомнить основные положения этой концепции. Рудоконцентрирующие структуры, контролируемые в пределах рудных провинций наиболее крупные рудные объекты, представляют собой системы широтных или меридиональных дислокаций глубокого заложения и трансрегиональной протяженности. Образно их можно назвать "глубинным каркасом земли". Среди них выделяются по величине структуры по крайней мере трех различных порядков. При локальном прогнозировании используются системы нарушений шириною 40—70 км. Протяженность их колеблется от первых сотен до первых тысяч километров. В тектоническом отношении они характеризуются интенсивной блоковой расчлененностью и выделяются на космических снимках как зоны повышенной трещиноватости. Наряду с этим рудоконцентрирующие системы нарушений контролируют многочисленные тектонические аномалии. К ним относятся изгибы осей складок или их погружение, окончание или разветвление крупных региональных разломов, цепочки наложенных впадин и др. Магматические проявления рудоконцентрирующих структур также отличаются своеобразием. Как было показано ранее В.А. Баскиной [2], магматизм рудоконцентрирующих структур Сихотэ-Алиня характеризуется повышенной основностью и щелочностью по сравнению с фоном, где преобладают представители щелочно-известковой андезит-липаритовой формации. Кроме того, в пределах рудоконцентрирующих структур магматические тела представлены преимущественно дайками, субвулканическими интрузивами и небольшими по площади покровами, в то время как широко развитые за их пределами крупные гранитные массивы для них не характерны.

Как было отмечено выше, рудоконцентрирующие системы дислокаций испытывают интенсивные преобразования в периоды тектоно-магматической активизации. Отсюда следует их тесная ассоциация с возникающими в эти периоды структурами сводового типа. В наиболее общем случае рудоконцентрирующие системы дислокаций проходят по границам крупных сводов, отделяя их друг от друга [11]. Рудоконцентрирующие структуры выделяются также, как зоны резко дифференцированных геофизических аномалий и аномалий в строении рельефа земной поверхности [11].

Рудоконцентрирующие структуры неоднородны по простиранию, наиболее активными в их пределах являются дискретно расположенные узлы, отвечающие по площади рудным районам, узлам и полям. Эти участки располагаются на пересечении широтных и меридиональных рудоконцентрирующих структур, однако в их строении обычно принимают участие и разломы других направлений, что в целом создает аномально высокую тектоническую нарушенность. Здесь же, как правило, фиксируются перечисленные выше структурные и связанные с ними литологические аномалии. Структурный рисунок подобных узлов нередко осложняется наличием кольцевых, иногда пересекающихся между собою, разломов, с их внутренней концентрической и радиальной расчлененностью [1].

Тектоническая активность в пределах описываемых узлов сопровождается периодически возобновляющейся эндогенной активностью. В периоды тектоно-магматической активизации магматические расплавы поступают в пределы очаговых структур из разноглубинных источников, создавая контрастные ассоциации изверженных пород, представляющие собою аномалии по сравнению с общим фоном этих последних. Приуроченные к подобным узлам месторождения также отличаются аномальной сложностью состава, являясь не только наиболее крупными в регионе, но и полиформационными, многостадийными, иногда многоступенными и отличаясь повышенным разнообразием полезных компонентов.

В заключение следует отметить, что многие из тех признаков, которые используются при прогнозе в русле развиваемой нашим коллективом концепции, такие, например, как контроль оруденения узлами пересечения разломов, свиты контрастных по составу даек и т.п. были достаточно широко известны. Нам удалось, однако, показать взаимосвязь разнородных признаков и поставить в общей форме вопрос о поисковой роли различного рода аномалий: тектонических, магматических, геохимических, геофизических, аномалий в строении рельефа, в полях трещиноватости, аномальной длительности магматического и рудного процессов, повышенной неоднородности строения рудных полей и т.д. Это и явилось основой разрабатываемой нами гипотезы. Далее было показано, что крупные и уникальные по своим масштабам месторождения, являясь геологическими аномалиями на фоне мелких рудопроявлений, характеризуются и своим особым геологическим контролем. Таким образом, созданная нами гипотеза позволяет направить основные усилия на прогноз значительных по масштабу месторождений.

Для выявления перечисленных аномалий разработаны специальные методы и среди них морфоструктурный анализ, специальное дешифрирование космических снимков с подсчетом макротрещиноватости, уже упомянутое составление карт геологических аномалий и карт магматических аномалий с более точным учетом особенностей составов и фаций магматических образований.

Используемый на основе выдвинутой гипотезы набор исходных аномальных признаков может быть достаточно мобильным в зависимости от масштаба проводимых исследований и будет, по-видимому, расширяться по мере того, как будут увеличиваться наши знания о рудоконцентрирующих структурах и узлах длительной эндогенной активности.

Однако перспективность намеченных путей прогноза уже сейчас подтверждается практикой. Многие из открытых геологами за последние годы месторождений различного типа расположены в узлах длительной эндогенной активности. Некоторые из этих узлов были заранее выделены участниками нашего коллектива в качестве перспективных.

Следует вместе с тем отметить, что ряд важных вопросов, связанных с развиваемой концепцией, остается до конца не решенным. Предстоит, с одной стороны, разработать теоретическую модель формирования и развития глобальной ортогональной сети сквозных структур, с другой, на основе внутриформационного анализа углубить наши представления о процессах формирования узлов длительной эндогенной активности. Большое значение имеет дальнейшая разработка специальных, в том числе и математических, методов выявления структурных и вещественных аномалий. При этом особое внимание будет уделено использованию различных типов космических материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1979, 164 с. Авт. М.А. Фаворская, Е.В. Акимова, В.А. Баскина, И.К. Волчанская и др.
2. Баскина В.А. Магматические аномалии и проявление первичных очаговых структур в Сихотэ-Алине. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 195–206.
3. Боровко Н.Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л.: Недра, 1971. 53 с.

4. Боровко Н.Н. Количественный анализ поисковых критериев крупных эндогенных рудных месторождений (Обзор). М.: ВИЭМС, 1973. 54 с.
5. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с. Авт.: М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др.
6. Итоги совещания по проблеме "Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых" (14–17 дек. 1971). Л.: ВСЕГЕИ, 1972. 151 с.
7. Карпова Е.Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования. — Тр. ВСЕГЕИ, 1968, 155. с. 224–250.
8. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. 607 с.
9. Математические методы при прогнозе рудоносности. М.: Наука, 1977. 274 с.
10. Методы детального количественного прогнозирования эндогенных рудных полей и месторождений. Мингео Ташкент: УзССР, 1971. 123 с.
11. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: Наука, 1977. 204 с. Авт.: М.А. Фаворская, В.А. Баскина, И.К. Волчанская и др.
12. Рундквист Д.В., Бергер В.И., Марков К.А. Принципы и методы специального прогнозно-металлогенического анализа. — Сов. геология, 1980, № 5, с. 9–20.
13. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Наука, 1969. 264 с. Авт.: М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, Р.Г. Иванов и др.
14. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруднения. — Сов. геология, 1968, № 10, с. 6–20.
15. Фаворская М.А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники. — Сов. геология, 1971, № 11, с. 3–19.
16. Шехтман П.А., Королев В.А. Принципы прогнозирования геологических позиций крупных гидротермальных месторождений. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1979, № 9, с. 114–123.

УДК 552.18

А.Д. ГЕНКИН, М.Г. ДОБРОВОЛЬСКАЯ, В.А. КОВАЛЕНКЕР, Т.Н. ШАДЛУН

О СООТНОШЕНИЯХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ И СТАДИЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Представления о минеральных ассоциациях, история развития этих представлений, разграничение понятий "минеральная ассоциация" и "минеральный парагенезис" неоднократно освещались в литературе [1, 2, 7, 8, 11].

В развитии учения о рудных месторождениях А.Г. Бетехтин придавал большое значение изучению минеральных парагенезисов, подчеркивая, что "под понятием парагенезис следует понимать не просто ассоциацию всех совместно наблюдающихся минералов, а лишь группу минералов, совместно образовавшихся на той или иной стадии развития процесса минералообразования" [2, с. 138]. Д.С. Коржинский под парагенезисом понимал "... такое сонахождение минералов, которое обусловлено их одновременным образованием, как продуктов одной и той же стадии одного процесса" [7, с. 3]. В каждой из этих цитат уже заложены элементы соотношения двух различных категорий: минеральный парагенезис и стадия минералообразования. Для современного этапа развития теории рудообразования важно определить их соотношения на основании выработанных критериев выделения парагенетических минеральных ассоциаций и стадий минерализации.

Прежде всего следует заметить, что при выделении парагенетических ассоциаций минералов и установлении последовательности их образования, авторы придерживаются представлений А.Г. Бетехтина, который указывал, что "... в каждую выделенную парагенетическую группу следует включать только те минералы, которые по тем или иным критериям возрастных соотношений возникли на определенной стадии минералообразования в результате кристаллизации данного раствора или в результате химических реакций раствора с ранее образовавшимися минеральными массами в процессе метасоматоза или, наконец, в результате метаморфизма при изменении внеш-

них факторов равновесия физико-химической системы" [1, с. 16]. Из этого высказывания не следует, что в определенный отрезок времени, соответствующий стадии минерализации, образуется лишь один минеральный парагенезис. Поскольку парагенетическая ассоциация минералов отражает физико-химические условия, существовавшие в момент отложения данной группы минералов, можно предположить, что эти конкретные условия не были постоянными на протяжении той или иной стадии, не были одинаковыми во всем объеме того пространства, в пределах которого шло минералообразование. В этом плане уточнение понятия парагенезис как сообщество минералов, отвечающих ступеням минерального равновесия в пределах отдельных стадий, предложенное Н.В. Петровской [11], вполне правомерно. Сопоставляя возрастные группы минералов по их структурно-текстурным взаимоотношениям, по температурным параметрам, иногда убеждаемся в их принадлежности к разным ступеням равновесия, несмотря на образование в пределах одной стадии.

Авторы придерживаются представления о стадии минерализации как периоде минералообразования, в течение которого происходит формирование одной или нескольких парагенетических ассоциаций минералов, слагающих рудные тела и околорудные метасоматиты, при участии рудоносных растворов различного состава [12]. По мнению Г.А. Соколова с соавторами и нашему, каждая стадия заканчивается, как правило, в условиях равновесия между раствором и окружающими породами, между раствором и ранее образованными минеральными агрегатами. Появление нового раствора, отличающегося по составу от раствора предыдущей стадии, дает начало следующей стадии минерализации с образованием рудных парагенезисов и околорудных изменений, отличных от минеральных ассоциаций ранних стадий.

Сложившиеся представления о парагенетических минеральных ассоциациях и стадиях минерализации применительно к гидротермальным рудным месторождениям позволили выработать критерии их выделения. При этом следует подчеркнуть, что одним из наиболее важных критериев стадийности являются парагенетические соотношения минералов и что обе категории при анализе условий и установлении закономерностей формирования руд должны рассматриваться в неразрывной связи.

Не останавливаясь на детальном рассмотрении критериев выделения парагенезисов, которые обсуждались ранее, отметим только главные из них. Как правило, в рудах гидротермальных месторождений широко проявлены тектонические подвижки, вызывающие дробление ранних минеральных агрегатов, сопровождаемое цементацией их более поздними образованиями. Признаки дробления и цементации наряду с пересечением могут служить надежными критериями разновозрастности и последовательности отложения минералов. Реже отмечаются признаки обрастания (или последовательного нарастания) одних минералов или минеральных агрегатов другими, иногда отличающимися по составу. В последовательно образующихся минеральных агрегатах широко распространены признаки замещения, сопровождающегося коррозией, растворением, переотложением, новообразованиями, регенерацией ранних минералов. В последнее время Н.В. Петровская [см. статью в наст. сб.] выделяет и некоторые типоморфные признаки, позволяющие относить те или иные группы минералов к различным последовательно образующимся парагенезисам. Для выделения разновозрастных минеральных парагенезисов указанные признаки могут рассматриваться как в совокупности, так и каждый в отдельности.

В настоящее время разработаны достоверные критерии выделения стадий минерализации при формировании месторождений, которые детально рассмотрены в работах Г.Ю. Григорчука [3], И.Н. Кигая [5], Д.О. Онтоева [9].

К числу главных из них относятся наличие внутриминерализационных даек или тел изверженных пород, локализация минеральных комплексов разных стадий в различных рудовмещающих структурах, пересечение ранних жил или рудных тел поздними, сопровождаемое брекчированием и цементацией ранних минеральных агрегатов поздними, характерные околорудные изменения вмещающих пород и изменения в рудных телах, сопряженные с каждой стадией, свойственные каждой стадии главные, второстепенные,

редкие и рассеянные элементы, образующие типоморфные минералы или элементы-примеси, циклические изменения параметров рудообразования.

К перечисленным критериям, которые должны использоваться при выделении стадий по возможности в совокупности, следует отнести и внутрирудный метаморфизм, характеризующийся не только деформациями ранних минеральных агрегатов, но и изменением их химического состава, а также унаследованием элементов, присущих ранним минералам, более поздними под воздействием гидротермальных растворов последующих стадий [4].

При сопоставлении критериев выделения парагенезисов и стадий можно видеть, что некоторые из критериев (дробление, цементация, пересечение, изменение химического состава отдельных минералов) являются общими, что значительно осложняет их разграничение и делает неоднозначным выделение стадий и минеральных парагенезисов разными исследователями при изучении руд одного и того же месторождения. При разграничении минеральных агрегатов, принадлежащих разным стадиям или разным парагенезисам внутри стадий, важное значение имеет различная масштабность проявления тех или иных признаков. Другим существенным фактором при установлении стадийности является изменение химизма гидротермального раствора и его кислотности-щелочности в процессе минералообразования. Именно данный критерий позволяет говорить об одностадийном или многостадийном процессе формирования рудных тел и месторождений, эволюционном или пульсационном развитии рудоотложения. Вместе с тем установление "волн кислотности" невозможно без выделения парагенетических минеральных ассоциаций, основанного на структурно-текстурных взаимоотношениях минеральных агрегатов, химическом составе главных рудообразующих минералов, термобарогеохимии. Парагенетический анализ, установление последовательности выделения парагенезисов и использование их как показателей условий образования руд помогают решить вопрос о периодах минерализации и закономерностях формирования месторождений.

Рассматривая критерии стадийности, И.Н. Кига́й обращается к теории гидротермальной кислотно-основной дифференциации, выдвинутой Д.С. Коржинским, и доказывает на ряде примеров оловорудных месторождений, что в процессе рудообразования имело место несколько циклов кислотно-основного взаимодействия, или несколько "волн кислотности", с которыми связано сопряженное образование метасоматически измененных пород и рудоотложение, т.е. многостадийное формирование месторождений. На цикличность сопряженных процессов выщелачивания и отложения в золоторудных месторождениях, совпадающую со стадиями, выделяемыми по совокупности других критериев, указывает Н.В. Петровская [10].

Изучая последовательность минералообразования на ряде золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, Г.Ю. Григорчук установил цикличность в выделении разновозрастных минеральных ассоциаций как в рудах, так и в околожильных метасоматитах. Каждый цикл (или стадия), по его данным, начинался с кристаллизации кварца, комплекса сульфидов и заканчивался карбонатами. На одном из месторождений им были выделены четыре генерации кварца, пирита и карбоната, кристаллизация которых характеризовалась определенным интервалом температур, рН и составом растворов (по флюидным включениям), на основании чего, с учетом состава околожильных метасоматитов, был сделан вывод о соответствии каждой генерации минералов новой стадии минерализации. На основании более поздних исследований того же рудного района Г.Ю. Григорчук [5] выделил несколько минеральных ассоциаций в пределах каждой стадии. Цикличность в рудоотложении установлена также и для свинцово-цинковых метасоматических рудных тел в карбонатных породах, в которых околорудные изменения диагностируются с трудом. Циклическое проявление пирит-арсенопиритового и кварц-доломитового парагенезиса в совокупности с другими критериями позволило достаточно обоснованно разграничить стадии рудоотложения на свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья.

Таким образом, оба понятия "минеральный парагенезис" и "стадия минерализации" являются вполне самостоятельными категориями, но находятся в определенном соподчинении и связи друг с другом. "Минеральный парагенезис" — понятие пространственно-временное, "стадия" — временное. В пределах каждой стадии может существовать один или несколько минеральных парагенезисов, характеризующих определенные физико-химические параметры рудоотложения в период достижения равновесных соотношений рудных образований с вмещающими породами или ранних минеральных комплексов с более поздними.

В большинстве случаев формирование руд гидротермальных месторождений происходило многостадийно с тектоническими перерывами или без таковых. Однако, даже при сложном минеральном составе руд и многообразии минеральных парагенезисов, в месторождениях устанавливается не более трех — четырех кислотно-основных циклов в процессе рудоотложения. Проиллюстрируем высказанные положения двумя контрастными примерами: 1) свинцово-цинковые месторождения в скарнах (Дальнегорский рудный район, Приморье) характеризуются относительно простым минеральным составом, однотипными текстурами руд; 2) близповерхностное жильное золоторудное месторождение Кочбулак (Средняя Азия) — весьма сложным минеральным составом, сложным строением минеральных агрегатов.

На основании изучения минеральных парагенезисов, последовательности их образования, текстурно-структурных особенностей руд, состава главных рудообразующих минералов и результатов термобарогеохимических исследований было установлено, что формирование руд описываемых месторождений происходило неодновременно, периоды обновления рудоносных растворов и геолого-структурные условия отложения руд были резко различные.

Для месторождений Дальнегорского района Е.А. Радкевич, Л.Н. Хетчиков, Н.С. Благодарева и другие неоднократно отмечали многостадийное формирование рудных тел, выделяя скарново-сульфидную и сульфидную стадии, но специального изучения минеральных парагенезисов не проводили. Наши исследования в этом направлении позволили не только уточнить схему последовательности минералообразования, но и выявить некоторые особенности условий формирования руд.

Процесс минералообразования на свинцово-цинковых месторождениях в скарнах начинался с формирования скарновых тел в раннюю стадию волластонит-гранат-геденбергитовой парагенетической ассоциации из щелочных надкритических растворов, температура которых, равная 450–550°С, определена по гомогенизации газо-жидких включений в неизменных кристаллах геденбергита. Скарнообразующие растворы содержали большие количества железа и несколько меньшие — марганца, что привело к образованию марганецсодержащего геденбергита. По мере нейтрализации щелочных растворов вслед за геденбергитом отлагались кварц и сульфиды, главным образом сфалерит, в подчиненном количестве галенит. Состав сфалерита, формы сульфидных агрегатов и отдельных зерен однозначно указывают на последовательную кристаллизацию сульфидов, которая сопровождалась частичным растворением и переотложением геденбергита с образованием диопсида. Железо и частично марганец геденбергита, освободившиеся при его растворении, вошли в сфалерит. Диопсид, кварц и сфалерит с небольшим количеством галенита характеризуют следующую по времени выделения парагенетическую ассоциацию ранней стадии. Температурные интервалы кристаллизации минералов данной ассоциации, определенные методом гомогенизации, а также по кадмиевому геотермометру, соответствуют 300–360°С.

Образование основной массы сульфидов происходило в следующую собственно рудную стадию, характеризующуюся двумя минеральными парагенезисами. В состав первого парагенезиса данной стадии входят галенит, халькопирит, сфалерит, пирротин, кварц, хлорит, серицит, кальцит, магнетит. Арсенопирит, пирит, кальцит и кварц слагают минеральные агрегаты второго парагенезиса. От месторождения к месторожде-

нию в составе обоих парагенезисов наблюдаются некоторые фациальные изменения. Отложение минералов данной стадии происходило сначала из слабо-кислых, затем из щелочных растворов, но менее щелочных чем при скарнообразовании, при постепенном понижении температур от 250 до 100°С и ниже.

Характерная особенность месторождений Дальнегорского района в отличие от других месторождений подобного типа (Алтын-Топкан и др.) заключается в том, что образование парагенетических ассоциаций происходило последовательно без существенного перерыва в отложении продуктов двух различных стадий. Это нередко приводило некоторых исследователей к мнению, что скарный и рудный процессы неразрывны, и отложение скарных минералов и сульфидов происходило синхронно. Изменение состава рудоносных растворов второй, собственно рудной, стадии, активное воздействие их на ранние минеральные агрегаты, в результате чего возникли продукты изменения геденбергита и новообразования минералов (хлорит, серицит, магнетит) особенно на контактах зерен геденбергита и галенита, свидетельствуют о смене физико-химических условий при формировании минеральных парагенезисов второй стадии и о наличии двух кислотно-основных циклов в рудном процессе.

Многокомпонентные руды Кочбулакского месторождения сформировались в течение четырех стадий минерализации: золото-кварц-пиритовой, золото-блеклорудно-теллуридной, сфалерит-галенитовой и баритовой (см. фиг.), разделенных тектоническими подвижками. Выделенные стадии характеризуются своими кислотно-основными циклами и определенными физико-химическими параметрами, изменение которых можно проследить на типоморфных парагенетических ассоциациях.

На схеме последовательности формирования парагенезисов (см. фиг.) видно, что процесс минералообразования на месторождении начинался и завершился отложением немногочисленных, простых по составу парагенезисов рудных минералов: для ранней стадии типичен пирит, отчасти — самородное золото, для поздних — сфалерит, галенит, халькопирит. В основную — золото-блеклорудно-теллуридную стадию — происходило формирование нескольких, сложных по минеральному составу парагенезисов, включающих разнообразные сульфиды, сульфосоли, теллуриды, самородные элементы и окислы.

Изучение температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, сфалерите и барите из разновременных парагенезисов показало, что формирование руд месторождения происходило в условиях средних температур при их снижении от стадии к стадии, а в пределах стадии — от ранних парагенезисов к поздним.

Температурный режим сыграл существенную роль в изменении концентраций некоторых элементов, входящих в разновременные генерации блеклых руд (80 анализов), кристаллизовавшихся в течение всей золото-блеклорудно-теллуридной стадии (см. фиг.). Наиболее ранние парагенезисы, сформировавшиеся при температурах 270–240°С, имеют в своем составе разности блеклой руды с меньшим содержанием сурьмы и цинка, серебра и селена. Более поздние парагенезисы той же стадии, отлагавшиеся при температурах 190–170°С, содержат блеклую руду с повышенными содержаниями цинка, сурьмы, серебра и селена. От ранних к поздним парагенезисам уменьшаются в блеклых рудах концентрации железа, теллура, мышьяка. Понижение температуры до 150–130°С привело к отложению парагенезисов с теллуридами серебра, свинца, меди и других элементов.

С падением температуры растворов связана не только направленность химических реакций, но и изменение кислотности-щелочности растворов. Так, было установлено, что кристаллизация блеклых руд с высокими содержаниями сурьмы и цинка происходила на фоне повышения щелочности раствора [6].

Большую роль при образовании различных парагенезисов играли окислительно-восстановительные реакции, протекавшие в результате взаимодействия более поздних порций гидротермального раствора с минералами ранее сформированных парагенезисов даже в пределах одной стадии минерализации. В результате этих реакций возникали новообразования минералов за счет элементов, высвобождаемых при

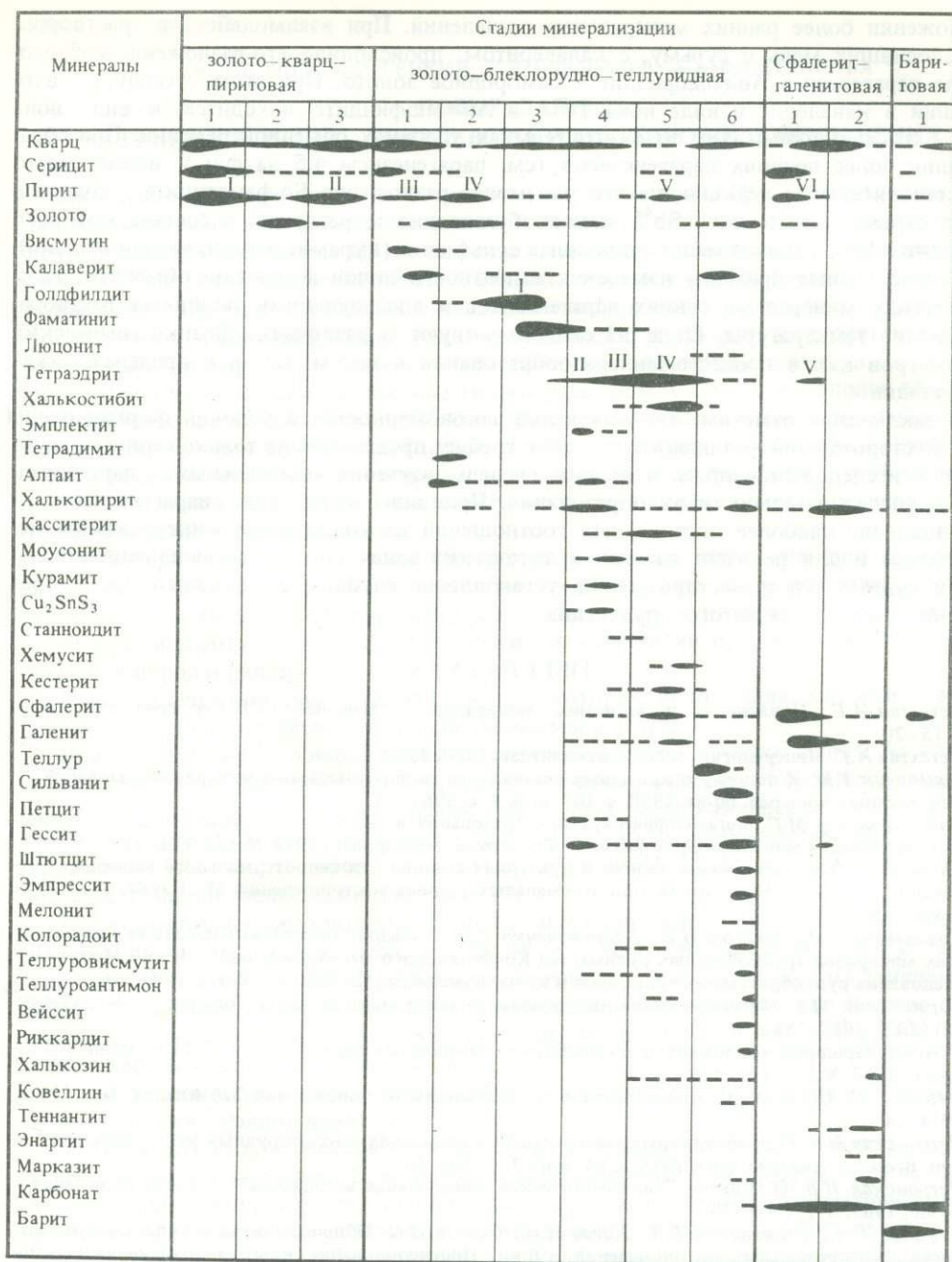


Схема последовательности минералообразования на месторождении Кочбулак

1-6 - минеральные парагенезисы; I-VI - генерации главных рудообразующих минералов

разложении более ранних минеральных выделений. При взаимодействии растворов, привнесших медь и сурьму, с калаверитом, происходило его разложение и образование парагенезиса Au-голдфилдит + самородное золото. При этом теллур, входивший в калаверит в виде иона Te^{2-} , в Au-голдфилдите находится в виде иона Te^{4+} , что свидетельствует об окислительных условиях обменной реакции. При образовании более поздних парагенезисов (см. парагенезисы 4,5 на фиг.) имели место восстановительные реакции, на что указывает разложение Sn-фаматинита, содержащего сурьму в виде иона Sb^{5+} и новообразование тетраэдрита, в составе которого находится Sb^{3+} , и ряда медно-оловянных сульфидов (курамит, мохит, моусонит и др.).

Рассмотренные примеры изменения валентности ионов вследствие обменных реакций между минералами ранних парагенезисов и последующими порциями раствора, изменение температуры, Eh и pH свидетельствуют о различиях физико-химических параметров как в процессе минералообразования в целом, так и в пределах каждой стадии.

В заключение отметим, что выяснение закономерностей и условий формирования руд месторождений различного генезиса требует проведения не только геолого-структурных исследований, но и, в первую очередь, изучения минеральных парагенезисов и последовательности их образования. Принципы выделения парагенезисов и установление наиболее достоверных соотношений их со стадиями минерализации необходимы и для решения важных практических задач таких, как выявление зональности рудных тел и месторождений, установление глубины эрозионного среза, проведение поисков скрытого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А.Г. Понятие о парагенезисе минералов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2, с. 15–20.
2. Бетехтин А.Г. Минералогия. — М.: Госгеоллиздат, 1950, 955 с.
3. Григорчук Г.Ю. К вопросу о критериях стадийности гидротермального минералообразования. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1980, ч. 109, вып. 4, с. 396–411.
4. Добровольская М.Г. Метаморфические преобразования в свинцово-цинковых рудах как критерий стадийности минералообразования. — Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5, с. 112–118.
5. Кизгай И.Н. О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2, с. 164–195.
6. Коваленкер В.А., Тронева Н.В., Доброниченко В.Г. Особенности состава главных рудообразующих минералов трубообразных рудных тел Кочбулакского месторождения. — В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980, с. 140–164.
7. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957, 184 с.
8. О международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 1, с. 117–118.
9. Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
10. Петровская Н.В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1955, ч. 84, вып. 3, с. 290–307.
11. Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация". — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2, с. 69–78.
12. Соколов Г.А., Дубровский В.Н., Кизгай И.Н., Онтоев Д.О. Общие понятия и типизация зональности гидротермальных месторождений. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 7–18.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО И ПЛАТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Проблемы формирования магматических месторождений будь-то хромитовых, титаномагнетитовых или медно-никелевых, являются едва ли не наиболее сложными в теоретической геологии. Об этом свидетельствует проявляемый к ним интерес и разнообразие генетических концепций, выдвигавшихся в разное время, а порой и одновременно. Краткое перечисление названия гипотез, высказанных в отношении происхождения медно-никелевых руд и вмещающих их пород, включает концепции мантийных протрузий, собственно-магматические, метаморфические, в разных вариантах метасоматические и наконец гидротермальные. Существуют вполне объективные причины такого состояния проблемы. Они заключаются в сложности самих объектов и наблюдаемых соотношений руд и вмещающих пород, кроме того большинству месторождений свойственно развитие различных метаморфических преобразований, поскольку основной эпохой медно-никелевого оруденения в металлогенетической истории земли является докембрий.

Проблемы генезиса медно-никелевого оруденения вплотную смыкаются с такими фундаментальными петрологическими проблемами, как происхождение ультрабазитовых расплавов, условия формирования расслоенных интрузивов, растворимость серы в силикатных расплавах, масштабы и роль ликвации при формировании магматических пород и ряд других.

В настоящей статье мы остановимся на некоторых положениях, которые в какой-то мере могут способствовать решению проблемы в целом.

При обсуждении происхождения интрузивных пород нередко одним из главных доказательств их магматической природы является наличие эффузивных аналогов. Изучение магматических образований важнейших медно-никелевых районов СССР позволило показать наличие в них близких по своим особенностям эффузивно-интрузивных ассоциаций пород, в которых излившиеся фации являются эффузивными аналогами никеленосных интрузивов [9].

Петрографически излившиеся фации, представленные базит-ультрабазитовыми лавами, по своим особенностям, в том числе и текстурным (наличие структур спенифлекс), близки к породам формации коматиитов, но отличаются от типичных коматиитов несколько более высокой общей щелочностью. Возможно в этом заключается их специфическая черта как типичных представителей магматических образований, несущих сульфидное оруденение.

В числе доказательств единства эффузивных образований и сопровождающих их рудоносных интрузивов приведем следующие:

1. Общность геолого-тектонических условий образования и единство структурного контроля их размещения. В качестве примера приведем нижнемезозойские образования северо-западной части Сибирской платформы, в которых рассматриваемые эффузивы, представленные плагиопироксенитовыми и плагиоперидотитовыми лавами, распространены только в пределах Норильского рудного района. Их размещение, так же как и размещение основных рудоносных интрузивов, контролируется единой глубинной тектонической зоной. Аналогичные данные имеются по нижнепротерозойскому магматизму рудного района Печенги.

2. Общность зональности пространственного распределения петрохимических типов лав и рудоносных интрузивов.

3. Близкие минерало-геохимические особенности пород, проявленные в составе оливина, клино- и ортопироксена, а также такого типичного для обоих типов пород минерала, как хромшпинелид [2, 6, 9].

4. Интрузивы и их эффузивные аналоги характеризуются весьма близкими условиями фазовых равновесий, о чем свидетельствует например распределение магния в типичном раннем ультрабазитовом парагенезисе оливин-хромшпинелид.

Мы не случайно обращаем внимание на хромшпинелиды, поскольку для всех рудных районов в магматических образованиях наблюдается постоянное совмещение никелевой и хромитовой минерализации, доказывающее мантийную природу расплавов.

При обсуждении происхождения медно-никелевых руд один из главных вопросов заключается в том, являются ли сульфиды компонентами магматического расплава, участвующими во всей совокупности его превращений, или образуются в результате привноса или перераспределения компонентов при любых послемагматических процессах, в том числе метасоматических или региональном метаморфизме.

Продуктивным направлением для решения этого вопроса являются исследования в области сульфидной петрологии расслоенных интрузивов, включающие анализ взаимосвязи между силикатными и сульфидными парагенезисами и выявление условий и факторов их равновесий.

Сравнительный анализ, выполненный для месторождений как докембрийского, так и фанерозойского возраста, показал, что такие взаимосвязи носят постоянный характер. Они выражены прежде всего в том, что распределение сульфидного оруденения характеризуется определенной стратификацией, совпадающей с общей расслоенностью массивов [6].

Хорошо известным и весьма важным свойством всех типов стратифицированных интрузивов является их скрытая расслоенность, выраженная в закономерных изменениях состава породообразующих минералов — оливина, клинопироксена, ортопироксена, плагиоклаза.

Нами впервые установлено, что и сульфидное оруденение также характеризуется скрытой расслоенностью, выраженной в изменении состава сосуществующих пирротина, пентландита и халькопирита. При этом вид скрытой расслоенности полностью идентичен таковой для силикатов тех же интрузивов [6].

Выявлены весьма четко выраженные типы сульфидных парагенезисов, характерные для базитов или ультрабазитов. В ультрабазитах представлены парагенезисы бедных серой сульфидов, в базитах — парагенезисы сульфидов, богатых серой. Так, характерными минералами первых являются троилит и недосыщенные серой минералы группы халькопирата (талнахит и другие фазы). Для базитовых парагенезисов — высокосернистые пирротины и стехиометрический халькопирит.

Кроме того, в базитовых и ультрабазитовых горизонтах четко проявляются свои температурные зависимости распределения рудных компонентов, например, никеля между сульфидами и оливинами или пироксенами, а также сосуществующими сульфидами, согласующиеся с общими температурными параметрами базитовых или ультрабазитовых расплавов [6].

Все эти данные являются наиболее существенным доказательством того, что сульфиды являются первичными компонентами магматических расплавов и эволюция сульфидной жидкости находится в полной взаимосвязи с эволюцией сульфидонесущего силикатного расплава. Нам представляется, что существование в силикатном расплаве несмешивающейся сульфидной жидкости является одним из важных факторов, обуславливающих расслоение интрузивов за счет рекомбинации компонентов структурного каркаса силикатного расплава в результате обменных реакций между сульфидными и кислородными соединениями.

Представление о сульфидном расплаве, как несмешивающейся жидкости в сульфидно-силикатных магмах, является наиболее приемлемой моделью для объяснения происхождения массивных руд.

Их соотношение с интрузивами, наложение на разнообразие типов контактовых пород, с развитием вторичных изменений, представленных переплавлением или перекристаллизацией ранних роговиков и метасоматитов, доказывает, что образование

массивных руд связано с самостоятельной сульфидной субфазой магматизма [3]. При этом отщепление крупных масс сульфидов должно происходить в глубинных условиях.

Наряду с отмеченными данными по соотношению оруденения с вмещающими породами, для понимания природы массивных руд важное значение имеет выяснение закономерностей формирования их зональности. Зональность сплошных медно-никелевых руд выражена в закономерной смене минеральных разновидностей, отличающихся количественным соотношением и составом главных рудообразующих сульфидов — пирротина, минералов группы халькопирита, кубанита, пентландита [3, 5].

В рудных залежах постоянно наблюдается пространственное обособление существенно пирротиновых и существенно халькопиритовых руд. Парагенетический анализ позволил выявить два типа зональности сплошных медно-никелевых руд. Типичная ассоциация пирротиновых руд представлена пирротином, халькопиритом, пентландитом и магнетитом. Ранним продуктом кристаллизации является моносulfидный твердый раствор, выделение которого приводит к накоплению халькопирита в остаточном расплаве. Конечным продуктом кристаллизации являются халькопиритовые руды, обычно приуроченные к флангам рудной залежи и контактам кровли и подошвы. Для них характерна ассоциация тетрагонального халькопирита стехиометрического состава с никелистым пентландитом и магнетитом.

В процессе субсолидных превращений моносulfидного твердого раствора в зависимости от его сернистости возникали пирротины разного состава: высокосернистый моноклинный, сростания его с гексагональным, более железистый гексагональный. Закономерности изменения их состава обуславливают скрытую расслоенность залежей сплошных руд [5]. В результате иных процессов образуются богатые медью руды, сложенные минералами группы халькопирита, недосыщенными серой (талнахитом, моихукитом, пуроранитом, никелистым пуроранитом). Детальное изучение их минерального состава, структур и текстур и сопоставление с результатами экспериментального изучения системы $Cu-Fe-S$, приводит к выводу об образовании их путем кристаллизации недосыщенного серой сульфидного расплава и последующих твердофазовых превращений халькопиритового твердого раствора, связанных с явлениями упорядочения по мере понижения температуры [7, 8].

Руды этого типа обособлены от пирротиновых руд на флангах сульфидных залежей. Между моихукитовыми, пуроранитовыми и талнахитовыми рудами, с одной стороны, и пирротиновыми — с другой, всегда выделяется зона кубанитовых руд. Этому типу зональности свойственна своя скрытая расслоенность, обусловленная изменением железистости и сернистости минералов (смена моихукита пуроранитом, пирротина троилитом, никелистого пентландита железистым пентландитом).

Приуроченность кубанитовых руд к границе между халькопиритовыми и пирротиновыми рудами, постепенные переходы к тем и другим, наличие среди кубанита реликтовых участков минералов группы халькопирита, троилита и железистого тетрагонального халькопирита, замещение кубанитом всех минералов группы халькопирита, пирротина, пентландита и магнетита — все это свидетельствует о том, что кубанит не является продуктом прямой кристаллизации сульфидного расплава. Образование его обусловлено позднемагматическими и постмагматическими процессами [5]. Таким образом, возникновение каждого из этих типов руд и формирование различных видов зональности связывается с развитием следующих процессов в сульфидных расплавах: 1) кристаллизационной дифференциации, обуславливающей раннюю кристаллизацию существенно железистых, а затем медистых парагенезисов, формирующихся при постоянной активности серы в расплаве; 2) сульфид-сульфидной ликвации, предопределяющей расслоение расплава на богатую серой железо-никелевую жидкость и бедную серой железо-медную жидкость. При этом находит свое объяснение полный ряд зональности, включающий экзотические кубанитовые руды. Образование последних связано с реакционными явлениями между двумя расплавами при понижении их температуры.

Представления о роли собственно магматических процессов в формировании медно-никелевых руд оказываются наиболее продуктивными для объяснения особенностей образования платиновой минерализации. Платиновые металлы являются как раз теми компонентами, для которых наиболее трудно предположить какой-либо иной источник кроме магматического. В течение длительного периода времени основной прогресс в изучении платиновой минерализации был связан с открытием и детальным описанием многочисленных платиновых минералов. В результате к настоящему времени известно более 80 минералов платиноидов и их список продолжает увеличиваться.

В процессе изучения платиноносности медно-никелевых руд впервые было установлено, что наряду с собственными минеральными фазами не меньшее значение имеет рассеяние металлов в рудообразующих сульфидах за счет образования твердых растворов. Причем для некоторых типов руд твердые растворы являются основной формой нахождения металлов. Изучение распределения платиноидов в сульфидах, а также экспериментальное изучение некоторых сульфидных систем с платиноидами выявили условия и масштабы развития этого явления. Установлено, что наибольшей склонностью к формированию твердых растворов обладают легкие платиноиды каждой триады, такие как Os, Is и Ru, Rh, а Pd и особенно Pt растворяются ограниченно или вообще не образуют твердых растворов [1, 4].

Формирование твердых растворов или кристаллизации собственных минеральных фаз находятся в прямой зависимости от особенностей кристаллизации руд — развития процессов кристаллизационной дифференциации или сульфид — сульфидной ликвации.

Таким образом, новые данные по геолого-петрологическим особенностям медно-никелевых руд районов, сульфидно-силикатным взаимоотношениям в базитовых расплавах, парагенетический анализ сульфидных ассоциаций сплошных и вкрапленных руд приводят к определенному выводу о ведущей роли собственномагматического процесса в транспортировке сульфидов из зон мантийного магмообразования и отложению их крупных скоплений в горизонтах земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П., Филимонова А.А. К геохимии палладия в медно-никелевых рудах. — Геохимия, 1973, № 9, с. 1336–1343.
2. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования. — В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979, с. 105–126.
3. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1980.
4. Дистлер В.В. Твердые растворы платиноидов в сульфидах. — В кн.: Сульфосоли, платиновые минералы и рудная микроскопия. М.: Наука, 1980, с. 191–200.
5. Дистлер В.В., Генкин А.Д., Филимонова А.А. и др. Зональность медно-никелевых руд Талнахского и Октябрьского месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1975, № 2, с. 16–27.
6. Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. и др. Стратификация, скрытая расслоенность дифференцированных трапповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения. — В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979, с. 211–269.
7. Филимонова А.А., Муравьева И.В., Евстигнеева Т.Л. Минералы группы халькопирита в медно-никелевых рудах норильских месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 5, с. 36–45.
8. Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Лапутина И.П. Путранит и никелистый путранит — новые минералы из группы халькопирита. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 3, с. 335–341.
9. Distler V.V., Genkin A.D. Deposits of sulfide copper-nickel ores of the USSR and their connection with cratonnaal volcanism. — Proceedings of 5-th IAGOD Symposium, Stuttgart, 1980, p. 275–295.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАРГАНЦЕВЫХ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОСАДОЧНОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА

В связи с бурным развитием тяжелой промышленности Советского Союза и в частности черной металлургии, особенно в последние годы потребность в марганцевых и железных рудах значительно возросла. Большой спрос на них и определил необходимость интенсивного поиска новых марганцевых и железо-марганцевых месторождений и потребность в усилении проведения тематических работ по всестороннему исследованию этих руд.

Среди многочисленных работ, освещающих различные стороны формирования марганцевых месторождений, особое значение имеют исследования А.Г. Бетехтина. Он по существу является основоположником теории экзогенного марганцевого рудообразования. Им установлены не только общие закономерности возникновения различных типов руд, но и дана генетическая классификация промышленных марганцевых месторождений, выделены и детально описаны металлогенические провинции марганца в СССР, установлена зональность в осадочных прибрежно-морских месторождениях и приведены их физико-химические особенности. Дана детальная химико-минералогическая характеристика марганцевых, железо-марганцевых и марганцевистых железных руд, а также решен ряд других важных вопросов. Все это нашло отражение в его капитальной монографии "Промышленные марганцевые руды СССР" [2].

Однако с тех пор прошло более трех десятилетий, и за это время накоплен большой фактический материал по детальной разведке различных марганцевых месторождений, всестороннему исследованию их руд и вмещающих пород. В результате чего было выявлено, что не все наблюдаемые в природе явления, относящиеся к образованию марганцевых месторождений, увязываются с генетическими представлениями А.Г. Бетехтина о чисто осадочном происхождении большей части марганцевых месторождений Советского Союза.

Многочисленными исследованиями руд марганцевых месторождений, проведенными различными учеными, как советскими, так и зарубежными, было выявлено, что в ряде случаев месторождения образованы в специфической обстановке ранних этапов развития эвгеосинклинальных зон, тяготеющих к глубинным разломам земной коры. В этих условиях ограничивается влияние континентального сноса, а следовательно, и уменьшается роль наземного источника рудного вещества. Поэтому генетические концепции А.Г. Бетехтина о чисто осадочном происхождении южно-уральских, а также центрально-казахстанских, армянских и южно-грузинских месторождений должны быть существенно изменены в свете современных представлений о роли вулканогенно-осадочных процессов в рудообразовании.

Следует здесь отметить, что вулканогенно-осадочный рудный процесс долгое время не привлекал к себе должного внимания, хотя впервые в СССР мнение о вулканогенно-осадочном происхождении марганцевых руд было высказано Н.А. Штрейсом еще в 1938 г. [10], который предложил эту гипотезу для марганцевых месторождений Шоинтас в Центральном Казахстане. Несколько позднее подобная точка зрения была предложена также Н.Л. Херувимовой и А.К. Коневым [9] при изучении железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана и сводилась к следующему: "... железо-марганцевое оруденение связано с процессами эффузивной деятельности подводного характера, сопровождавшейся выносами гидротермальных растворов, содержащих соединения железа, марганца и кремнезема" [9].

Впоследствии эта гипотеза была развита и углублена в применении к Атасуйскому марганцевому району Е.А. Соколовой [6], Д.Г. Сапожниковым [5], В.В. Калининым [3]. Очень близкая точка зрения была высказана относительно условий об-

разования Примагнитогорских марганцевых месторождений Н.Г. Херасковым [8] и В.В. Калининым [4], для Присаянских месторождений — А.Т. Сусловым и П.Ф. Андрущенко [7] и Южно-Армянских — П.Ф. Андрущенко и А.Т. Сусловым [1].

Вулканогенно-осадочные месторождения марганцевых руд с каждым годом привлекают все большее внимание исследователей. Поток научной информации в этой области растет очень быстро. В настоящее время опубликовано довольно большое количество работ, посвященных различным сторонам вулканогенно-осадочного марганцевого процесса. Накоплен большой фактический материал для месторождений Урала, Казахстана, Средней Азии, Алтая, Сибири, Малого Кавказа и других районов и сделаны некоторые выводы, важные как с теоретической, так и с практической точек зрения.

Многое сделано в разработке теории о вулканогенно-осадочном процессе и его роли в рудообразовании крупными учеными Н.М. Страховым, Г.С. Дзоценидзе, В.И. Смирновым, В.Н. Котляром и И.В. Хворовой.

Основными критериями, позволяющими относить марганцевые и железо-марганцевые месторождения к определенному генетическому типу, могут служить: 1) контроль оруденения — палеогеографический, литологический, стратиграфический, тектонический; 2) условия залегания и строение рудных залежей; 3) состав руд; 4) характер процессов, участвовавших в формировании месторождений, и 5) источник марганца (экзогенный или эндогенный).

Применение этих критериев при изучении месторождений позволило выделить два основных типа марганцевых накоплений: осадочный и вулканогенно-осадочный.

Исторические обстоятельства сложились таким образом, что первыми были изучены осадочные марганцевые месторождения. Особенностью образования этих месторождений является то, что они формировались исключительно на платформах — континентальных и океанических — в спокойной тектонической обстановке. Накопление рудного осадка нередко происходило на размытой поверхности более древних пород. Рудные поля занимают большие площади, а рудные пласты имеют хорошую выдержанность мощности и относительно простой минеральный состав. Собственно осадочные месторождения подразделяются на озерно-болотные, прибрежно-морские и океанические.

Озерно-болотные марганцевые и железо-марганцевые руды пользуются широким распространением в северных широтах Европейской части СССР, в скандинавских странах и Канаде. Представлены они, главным образом, современными рудными накоплениями — конкрециями, рассеянными на дне современных озер и болот. Редко обнаруживаются в захороненном состоянии. Возраст этих образований, по-видимому, неогеновый или четвертичный. К таковым относится ряд рудопоявлений, выявленных на Южном Урале, в северо-западном предгорье Алтая и других местах. Особенностью рудообразования этого типа является их накопление в пресноводных водоемах. Обычно описываемые руды бедны по содержанию рудных компонентов и не обнаруживают больших скоплений.

Прибрежно-морские месторождения наибольшим распространением пользуются в пределах юга Европейской части СССР и Болгарии. К ним принадлежат крупнейшие месторождения Чиатурское и Никопольское, являющиеся по-существу основными источниками сырья для металлургической промышленности. Они известны также на Северном Урале (Полуночное месторождение). Месторождения этого типа занимают большие площади, рудные тела имеют пластообразную форму, представлены, как правило, одним, редко двумя пластами небольшой мощности (1–3, редко больше метров). Их слагают окисные и карбонатные соединения, которые, согласно А.Г. Бетехтину [2], образуют фациальную зональность. Этот тип месторождений характеризуется крупными концентрациями марганца, конкреционным строением рудных тел, однокомпонентностью, простым минеральным составом и повышенным содержанием фосфора. Обычно руды представляют мягкие землистые и сажистые массы, иногда твердые плотные образования, состоящие из чрезвычайно тонкозер-

нистых и криптокристаллических минеральных смесей. Источником рудного компонента являются континентальные осадки.

Океанические месторождения представлены главным образом скоплением на дне океанов марганцевых и железо-марганцевых конкреций. Они покрывают обширные пространства дна Тихого и Индийского океанов. В меньшем количестве они обнаружены в Атлантическом океане. Наибольшие скопления конкреции приурочены в основном к областям распространения глубоководных красных глин, реже к радиоляриевым и диатомовым илам. В океанических рудах концентрируются громадные запасы помимо марганца и железа — никеля, кобальта, меди и ряда редких элементов.

Вулканогенно-осадочные месторождения распространены в древних складчатых областях и находятся на площадях развития эффузивного вулканизма. Месторождения этого типа, как правило, занимают небольшие площади. Рудные толщи характеризуются многоярусностью и кулисообразным залеганием рудных тел, которые обычно имеют линзообразные или пластовые формы с массивным и слоистым строением. Мощности их часто не выдержаны и относительно быстро меняются как по простиранию, так и по падению. Марганцевые, а на некоторых месторождениях марганцевые и железные рудные тела переслаиваются с радиоляриевыми яшмами, в разной степени оруденелыми. Марганцевые и железорудные тела, как правило, имеют между собой резкие контакты (Атасуйские месторождения). При этом марганцевые руды обычно содержат первые проценты железа, в то время как в железных рудах марганец присутствует в десятых, а иногда и сотых долях процента. Реже на отдельных месторождениях получили распространение только марганцевые руды (Примагнитогорские месторождения).

Месторождения вулканогенно-осадочного генезиса, находясь в складчатых областях с активной тектонической деятельностью, в ходе своего формирования нередко претерпевали складкообразование и метаморфизм руд. Результатом последнего является большое число парагенетических ассоциаций марганцевых минералов. По гидрокислам марганца и железа, представляющим собой окисную фацию, обычно возникают браунит, гаусманит, яacobсит, иногда магнетит, а в рудах, подвергшихся более интенсивному метаморфизму, и силикаты марганца. Что касается карбонатных руд, то в одних случаях они в сильной степени изменяются и происходит новообразование силикатов марганца, в других — они претерпевают лишь перекристаллизацию.

Особенностью данного типа руд является также постоянное присутствие в них в повышенных количествах свинца, цинка, меди: на некоторых месторождениях они дают промышленные концентрации. Эти элементы, как правило, образуют сульфиды и залегают в виде самостоятельных рудных тел, реже входят в структурную решетку окислов марганца (коронадита, франклинита) или изоморфно в небольших количествах присутствуют в яacobсите, гаусманите, силикатах и карбонатах марганца. Для этих руд характерно также постоянное присутствие барита. Перечисленные минералы являются преимущественно более поздними образованиями, и их возникновение связывается с воздействием гидротермальных растворов.

Таким образом, имеется достаточно критериев, позволяющих отнести то или иное месторождение к определенному типу. Однако в природе наблюдаются некоторые явления, которые не удается однозначно интерпретировать. Одним из спорных вопросов является источник рудных компонентов, особенно для чисто осадочных месторождений. Имеются и другие вопросы, на которые исследователи пока не могут найти однозначных ответов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрущенко П.Ф., Сулов А.Т. Марганцевые месторождения юго-восточной части Армянской ССР. — В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978, с. 153—205.
2. Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 304 с.
3. Калинин В.В. Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. М.: Наука, 1965, 121 с.
4. Калинин В.В. Марганцевые и железо-марганцевые месторождения восточного склона Южного

- Урала. — В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978, с. 55–90.
5. Сапожников Д.Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 192 с.
 6. Сяколова Е.А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джайльминской мульде (Атасуйский район Центрального Казахстана). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 5, с. 23–39.
 7. Суслов А.Т., Андрущенко П.Ф. Новые данные о минеральном составе и строении руд марганцевых месторождений Присяянского марганцевого района. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 377–406.
 8. Херасков Н.П. Геология и генезис Восточнобашкирских марганцевых месторождений. — В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 328–348.
 9. Херувимова Н.Л., Конев А.К. Атасуйская группа железорудных месторождений Центрального Казахстана. 1941, вып. 17, с. 32–49.
 10. Штрейс Н.А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района на Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1938, № 4, с. 603–613.

УДК 553.492.1

Д.Г. САПОЖНИКОВ, Б.А. БОГАТЫРЕВ, В.Н. ДЕМИНА, В.В. ЖУКОВ
**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
 МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ**

Вопросам образования бокситов посвящены работы многих советских [1, 5, 10, 14, 15, 18] и зарубежных [4, 6, 21–24] геологов. Их усилиями были выяснены предпосылки и факторы, необходимые для формирования бокситов: жаркий и влажный климат (как постоянно, так и перемененно влажный), относительно спокойный тектонический режим с медленными положительными эпейрогеническими движениями, наличие выровненных поверхностей разного генезиса, присутствие алюминийсодержащих пород и другие.

В результате интенсивного изучения бокситов в последние 10–15 лет, в котором активное участие принимали и многие сотрудники отдела экзогенных рудных месторождений [3, 8, 11, 16, 18, 19], установлено, что промышленные концентрации алюминия могут накапливаться в основном тремя способами: 1 — в латеритной коре выветривания; 2 — в осадочном процессе; 3 — в результате бокситизации алюмосиликатного материала в карсте.

ЛАТЕРИТНЫЕ БОКСИТЫ

Латеритные бокситы и разные аспекты латеритного выветривания изучались многими исследователями отечественными [3, 8, 9, 15, 16, 19] и зарубежными [6, 21, 22]. Наиболее полная сводка по строению различных профилей выветривания и условиям их формирования имеется в работах А.П. Никитиной, И.В. Витовской, К.К. Никитина [17]. Строение латеритного профиля может быть однозональным и многозональным. В подавляющем большинстве латеритных месторождений главным минералом глинозема является гиббсит, а в древних палеозойских латеритах — бемит. Количество диаспора и корунда в них незначительно. Мощность зоны бокситов достигает нескольких метров.

В истории Земли в фанерозое выделяется несколько глобальных эпох глубокого химического выветривания, с которыми связано формирование латеритных бокситов. Как правило, области бокситообразования совпадали с зонами влажного тропического климата. Классическим примером современного латеритного выветривания являются коры выветривания на молодых (700 тыс. лет) базальтах островов Кауи и Мауи (Гавайский архипелаг). Они находятся в экваториальной области с жарким и влажным тропическим климатом со среднегодовой температурой 22–24° и количеством атмосферных осадков 1900–3700 мм/год.

Латеритные бокситы представляют собой результат физико-химического взаимодействия в системе раствор–минералы. При этом происходит разложение первичных минералов, вынос кремнезема, входящего в состав минералов материнских пород, накопление свободного глинозема в виде трехгидрата – гиббсита, окисление двухвалентного железа и накопление минералов окиси и гидроокиси железа.

Авторами рассмотрены физико-химические условия и динамика формирования латеритных бокситов. Вслед за Е.В. Шанцером, Ю.Ю. Бугельским, К.К. Никитиным, И.В. Витовской и другими, профиль коры выветривания представляется как инфильтрационно-метасоматическая колонка. В ней изменение субстрата (при указанных ранее благоприятных условиях) происходит в две стадии: 1– изменение минерального состава субстрата во всей области трещиноватости выветривания с образованием зон коры выветривания за счет первичных минералов субстрата; 2– разрастание зон коры выветривания за счет нижележащих пород. Первая стадия заканчивается полным растворением первичных минералов и замещением их вторичными. В эту стадию формируются одно-, двух- и трехзональные профили выветривания (сокращенный, полный или неполный). Мощность зоны, в которой первичные минералы замещаются гиббситом, определяется следующим уравнением:

$$L \approx U \frac{C_{\text{Si}}^0}{\sum W_i} \left[1 - \alpha \frac{C_{\text{Al}}^0}{C_{\text{Si}}^0} \frac{Q_{\text{SiO}_2}}{Q_{\text{Al}_2\text{O}_3}} \right],$$

где L – мощность зоны, где первичные минералы субстрата замещаются гиббситом; U – скорость вертикальной фильтрации раствора ($U \leq K$, где K – коэффициент фильтрации породы); C_{Si}^0 – концентрация в растворе кремнекислоты, удовлетворяющая условиям равновесия раствора с каолинитом и гиббситом; W_i – скорость разложения минерала i , содержащего SiO_2 ; \sum – знак суммы, суммирование производится по всем минералам i , содержащим SiO_2 ; α – коэффициент пропорциональности ($1 \leq \alpha < 10$); C_{Al}^0 – растворимость гиббсита (концентрация Al_2O_3 , отвечающая растворимости гиббсита); Q – концентрации SiO_2 (Q_{SiO_2}) и Al_2O_3 ($Q_{\text{Al}_2\text{O}_3}$) в минералах породы.

На породах, содержащих достаточно высокое количество Al (5–15%) при pH растворов от 5 до 8, начальную мощность гиббситовой зоны можно определить более простым уравнением:

$$L \approx U \frac{C_{\text{Si}}^0}{\sum W_i}.$$

Как следует из уравнения, для формирования бокситов в первую стадию необходимо соблюдение условия, определяемого неравенством $UC_{\text{Si}}^0 \gg \sum W_i$, которое показывает, что скорость разложения первичных кремнеземсодержащих минералов намного меньше, чем скорость удаления из системы SiO_2 . В этих условиях в растворе поддерживаются низкие концентрации кремнекислоты. Когда же кинетика растворения первичных силикатов намного выше скорости удаления продуктов их растворения, первичные минералы замещаются глинистыми (слоистыми силикатами). Первая стадия заканчивается полным замещением первичных минералов вторичными. Во вторую стадию на границе каолинитовой и гиббситовой зон происходит разложение каолинита и замещение его гиббситом. Динамика процесса определяется скоростью фильтрации раствора. Гиббситовая зона будет расти вниз за счет каолинитовой. Скорость ее роста будет равна $V \approx 10^{-6} U$. Гиббситовая зона мощностью L может образоваться за время $t \geq 10^6 L/U$.

Наряду с формированием коры выветривания с поверхности происходит ее механическая и химическая денудация. Так как коэффициент фильтрации каолинов мал

($K \leq 10^6$ см/сек), то во вторую стадию латеритного процесса преобладает денудация гилбситовой зоны.

Анализ латеритного бокситообразования позволяет выделить следующие главные и необходимые факторы процесса: скорость фильтрации вод $U \geq 10^5$ см/с, щелочно-кислотные условия (рН от 5 до 8), наличие алюминийсодержащих материнских пород с содержанием Al не менее 5%.

Хотя теоретически образование месторождений латеритных бокситов возможно как в первую, так и во вторую стадию процесса, в природных условиях большинство латеритных месторождений формируется в первую стадию процесса, т.е. по первичным минералам субстрата, так как скорость бокситизации каолинов крайне мала.

ОСАДОЧНЫЕ БОКСИТЫ

Несмотря на то что осадочная природа некоторых бокситов была доказана более ста лет назад, в дальнейшем последовал полувековой период господства латеритной гипотезы. Первое в нашей стране Тихвинское месторождение бокситов также долгое время считалось латеритным. Только после 10-летнего изучения месторождения С.Ф. Малавкин первым выдвинул для него аллювиально-латеритную гипотезу. Основы осадочной теории образования бокситов были разработаны А.Д. Архангельским [1] и в дальнейшем развиты в трудах Ю.К. Горецкого [10] и Г.И. Бушинского [5].

В настоящее время развиваются две гипотезы мобилизации и способа переноса алюминия — химическая и механическая. Родоначальником хемогенной водноосадочной гипотезы образования бокситов явился А.Д. Архангельский [1]. Источником алюминия он считал пиритсодержащие алюмосиликатные породы, а мобилизацию алюминия и вынос его связывал с сернокислотным (химическим) выветриванием. Сторонниками этой гипотезы были Ю.К. Горецкий [10] и группа геологов ВИМС. Позднее А.И. Кривцов [13] выдвинул представления об образовании бокситов в результате химического выноса алюминия из монтмориллонитовой коры выветривания, формирующейся в зонах с умеренным влажным климатом.

Сторонники хемогенно-осадочного образования бокситов обосновывают свою гипотезу наличием в бокситах колломорфных структур. В их гипотезе не находит объяснения процесс разделения глинозема и кремнезема.

Как известно, природные высокоминерализованные воды, содержащие повышенные количества растворенного алюминия (2–5 мг/л и более), не дают сколько-нибудь значительных накоплений минералов свободного глинозема (не говоря уже о промышленных концентрациях). Это объясняется прежде всего высокими активностями кремния в водах. Накопление минералов свободного глинозема из растворов возможно только при низких значениях концентрации кремния, не превышающих первых мг/л. Согласно расчетным данным, максимально возможная скорость химического накопления минералов свободного глинозема при концентрациях Al в водах 2–5 мг/л ориентировочно составляет 1 м за сотни млн. лет. Эти данные исключают образование промышленных месторождений всего только одним хемогенным способом.

В последнее время появилось много нового фактического материала, свидетельствующего о механическом способе накопления осадочных бокситов.

На преимущественно терригенный способ бокситонакопления указывает преобладание в бокситах обломочных структур и текстур. Залежи осадочных бокситов накапливаются в результате перемещения рудного материала под действием сил гравитации, а также плоскостного смыва и перетолжения его временными и постоянными водными потоками. Абразионная деятельность приводит к накоплению залежей пляжевых (Австралия) и лагунных бокситов (частично Блиново-Каменское месторождение на Южном Урале, часть залежей Черемуховского и Кальинского месторождений на Северном Урале). Расстояние транспортировки бокситового материала может достигать первых километров.

Осадочные бокситы платформ являются продуктами переотложения латеритных кор выветривания. Они связаны практически со всеми типами континентальных отложений жарких гумидных областей: склоновыми (делювиальными, коллювиальными и пролювиальными), овражно-балочными и речными (аллювиальными), озерно-болотными и прибрежно-морскими (лагунными и пляжевыми) и др.

КАРСТОВЫЕ БОКСИТЫ

К особой подгруппе относятся карстовые месторождения бокситов, среди которых выделяются месторождения платформенных областей и месторождений приморских карстовых полей геосинклиналей. Для первых характерны те же источники рудного вещества, способ их мобилизации и транспортировки, что и для группы других осадочных месторождений.

Латеритно-осадочная гипотеза образования геосинклинальных бокситов разработана Г.И. Бушинским. Работами ряда геологов также показано, что для образования месторождений бокситов этого типа решающее значение имеет латеритное выветривание (или бокситизация) различного алюмосиликатного материала на месте.

Источником алюминия сначала считались подстилающие породы — известняки, затем "терра-росса". Ф.В. Чухров [20], изучавший бокситы Боснии, пришел к выводу, что в условиях жаркого и влажного климата при повышенном дренаже из нерастворимого остатка известняков образуются бокситы, при худшем дренаже — терра-росса.

Гипотеза латеритизации на поверхности известняков пеплового материала, выдвигая А.С. Калугиным, получила подтверждение недавними находками бокситов на плейстоценовых известняках аттола Реннел (Соломоновы острова).

Нашими работами в Североуральском районе показано, что основная масса боксита образовалась в результате бокситизации (выветривания) алюмосиликатного материала на поверхности девонских известняков. Наличие обломков оолитов и бобовин в бокситах свидетельствует о неодновременном выветривании этого материала и периодическом переотложении его в пониженные участки рельефа. Привнос готового бокситового материала, по нашим данным, имел второстепенное значение.

На многих же карстовых месторождениях платформ доля бокситов, образованных в результате бокситизации "in situ", неясна. Решение этого важного вопроса требует дальнейшей разработки.

ДИАГЕНЕЗ И ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БОКСИТОВ

Известно, что осадочные бокситы могут накапливаться как в субаэральной обстановке, так и в субаквальной среде.

Работами сотрудников отдела показано, что высококачественные бокситы формируются в субаэральной окислительной обстановке при низких активностях кремнекислоты (менее 3 мг/л). При соблюдении последнего условия высококачественные бокситы могут формироваться и в постоянных водоемах.

Существенное преобразование бокситового вещества имеет место в диагенезе и эпигенезе. Диагенетические изменения бокситовых осадков в субаэральной и субаквальной обстановках протекают различно. В субаэральном диагенезе преобладает привнос алюминия и железа и более ярко выражено перераспределение этих компонентов, цементирующих осадок и образующих конкреционные структуры. Эти преобразования происходят в условиях сравнительно низкой активности SiO_2 и устойчивости минералов свободного глинозема и Fe_2O_3 , чем обусловлено высокое качество бокситов.

В диагенетическую стадию в водоемах с восстановительными условиями — низкими значениями Eh и pH и высокими активностями SiO_2 минералы свободного глинозема неустойчивы, поэтому в рудном пласте часто синтезируются каолинит, шамо-

зит, происходит обеление рудного осадка, образование сидерита и сульфидов железа, что приводит к образованию месторождений бокситов низкого качества.

Бокситы, попадая в более глубокие слои литосферы, в той или иной мере подвергаются вторичным изменениям. Это подтверждается результатами геологических наблюдений [2, 5–7, 16], экспериментальных работ и теоретических расчетов [7].

Вторичные изменения бокситов начинаются в зоне гипергенеза, до захоронения бокситов под чехлом осадков, продолжают на глубине в зоне катагенеза и при метаморфизме. Сотрудниками отдела разработана обобщенная модель вторичных изменений бокситов и проведена оценка их динамики [7]. Они происходят благодаря привнесу в бокситовый пласт из окружающих пород SiO_2 , CO_2 , серы, органических соединений и взаимодействию активных кремнекислых растворов с минералами свободного глинозема. При этом в бокситах образуются более сложные по составу гипергенные минералы — каолинит, шамозит, а также сульфиды железа, сидерит и др. Наиболее существенное значение имеют процессы ресилификации — каолинизация и шамозитизация бокситов. Анализ парагенетических ассоциаций минералов в бокситах позволяет сделать вывод, что в приповерхностных условиях ресилификация — это постепенное превращение боксита в каолиновые породы; на глубине формируются преимущественно шамозитовые породы. Нередко в приповерхностных условиях и при низкой активности железа происходит обеление и обогащение бокситов глиноземом.

Термодинамические расчеты и экспериментальные данные показывают, что в современных условиях земной поверхности из минералов свободного глинозема устойчивым является гиббсит. Бемит, диаспор и корунд метастабильны и становятся устойчивыми с повышением P и T . Физико-химические условия и механизмы минеральных превращений в бокситах при высоких P и T изучены пока недостаточно. Они происходят с привнесом K , SiO_2 , CO_2 и других компонентов, приводящих к ухудшению качества бокситов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Закономерности размещения бокситовых месторождений изучались многими геологами, в том числе и сотрудниками отдела [3, 5, 10, 12].

Бокситовые месторождения платформенных областей тяготеют к окраинам континентов, что видно на примере Западной Африки, Бразилии, Индии и Австралии. Устанавливается четкая приуроченность бокситовых месторождений к тыловой части раздвигающихся материков, где они располагаются на щитах (Гвинея, Индия) или в области их погружения (Североонежские месторождения), на крыльях антеклиз (КМА и Тимана), на вершинах и склонах куполов (Чадобецкое).

Бокситовые месторождения связаны с поверхностями выравнивания и различными более мелкими элементами геоморфологии: депрессиями тектонического, карстового (Аятские и многочисленные другие месторождения) и эрозионного (Плесецкое, Смелянское, Тихвинское месторождения) генезиса.

Структурно-тектонические факторы размещения бокситов складчатых областей, где развиты месторождения приморского типа геосинклиналей, изучены менее детально. Согласно воззрениям новой глобальной тектоники образование бокситов происходит на островодужной или предконтинентальной стадиях развития геосинклинали. Наиболее благоприятными тектоническими структурами для образования крупных промышленных месторождений бокситов являются эвгеосинклинали — длительно прогибающиеся приморские зоны с карбонатакоплением и вулканизмом.

Месторождения среднего масштаба связаны с миогеосинклиналями (Южный Урал, Салаир, Динариды). Средние и мелкие месторождения известны в пределах массивов (Мендересский массив в Турции, Даралагезский на Малом Кавказе, Музкольский массив на Восточном Памире, Пононский массив в Венгрии и др.), где бокситы залегают на крыльях антиклинорий.

Одним из важных рудоконтролирующих факторов является связь бокситов с составом подстилающих пород. Месторождения платформенных областей залегают на алюмосиликатных и карбонатных породах. Связь бокситов складчатых областей с мощными карбонатными формациями подробно рассмотрена в работах Д.Г. Сапожникова [8, 18].

Приуроченность бокситов только к рифогенным массивам, как выяснилось нашими работами, в ряде случаев отмечается ошибочно. Так, на Черемуховском месторождении (Северный Урал), бокситы залегают на слоистых органогенно-детритовых лагунных известняках. С одной стороны, площадь бокситонакопления ограничена выступом алюмосиликатных пород, с другой, она должна быть ограничена органогенной постройкой — рифом. Эта закономерность может быть использована для поисков месторождений этого типа.

Изучение условий образования и закономерностей размещения бокситов является надежной базой для разработки научных основ прогноза и поисков месторождений бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д. Типы бокситов СССР и их генезис. — В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, алюминия и марганца. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 365–511.
2. Бенеславский С.И. Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых пород. — В кн.: Кора выветривания, вып. 4, М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 178–194.
3. Богатырев Б.А. Триас-юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии и Кавказа. М.: Наука, 1980. 199 с.
4. Бардошии Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981, с. 11–422.
5. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 366 с.
6. Валетон И. Бокситы. М.: Мир, 1974. 215 с.
7. Вторичные изменения бокситовых руд на месторождениях СССР. М.: Наука, 1980. Авт.: Д.Г. Сапожников, Б.А. Богатырев, А.П. Никитина и др.
8. Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974. 307 с. Авт.: Д.Г. Сапожников, Б.А. Богатырев, А.П. Никитина и др.
9. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания? Формы их проявления и классификация? — В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 71–101.
10. Горейский Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. — Труды ВИМС, 1960, вып. 5, 257 с.
11. Демина В.Н. Бокситы Среднего и Южного Тимана. М.: Наука, 1977, с. 136.
12. Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1978. 256 с. Авт.: Д.Г. Сапожников, А.П. Никитина, Б.А. Богатырев и др.
13. Кривцов А.И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР? Их генезис и промышленное значение, ч. 2. Л.: Недра, 1969. Ч. 1. Основные вопросы теории образования бокситов и прогнозная оценка бокситоносности мезозойских и кайнозойских отложений Урала, Тургайского прогиба и Западной Сибири: 367 с.
14. Малявкин С.Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов СССР. — В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 513–534.
15. Михайлов Б.М. Бокситы западных районов Либерийского штата. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 31–46.
16. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968. 160 с.
17. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания? М.: Наука, 1971. 90 с.
18. Сапожников Д.Г. О перспективах поисков месторождений бокситов в геосинклинальных областях СССР. — Сов. геология, 1971, вып. 1, с. 19–30.
19. Служин А.Д. Коры выветривания и бокситы Чадобещкого поднятия. М.: Наука, 1973, 126 с.
20. Чухров Ф.В. О генетическом соотношении карстовых бокситов и хемогенного элювия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с. 5–18.
21. Fox C.S. Bauxite and aluminous laterite. C. Lockwood: London, 1932. 312 p.
22. Gordon M., Tracey J.L., Ellis M.W. Geology of the Arkansas bauxite region. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper № 299, 1958, p. 268.
23. Grubb P.L.C. Genesis of the Weipa Bauxite deposits, N.E. Australia. — Mineral deposits, 1971, vol. 6, № 4, p. 265–274.
24. Patterson S.H. Investigations of ferruginous bauxite and other mineral resources on Kauai and a reconnaissance of ferruginous bauxite deposits on Maui. — U.S. Geol. Surv., Prof. pap. № 656, 1971. 74 p.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Формирование оруденения в коре выветривания так же как образование самой коры, является следствием взаимодействия природных вод с водовмещающими горными породами при благоприятных климатических, геоморфологических и геолого-структурных условиях. Эти условия представляют собой наиболее общие факторы образования рудоносных кор выветривания. Среди них наиболее глобальна роль климата. Распределение на поверхности Земли ресурсов тепла и влаги обуславливает размещение рудоносных латеритных поясов и провинций. Структурно-тектонические и геоморфологические особенности определяют распределение различных фациальных типов коры выветривания внутри поясов. От состава исходных горных пород зависит вещественный состав продуктов выветривания и тип оруденения.

Особое место занимают гидрогеохимические условия выветривания. Они, с одной стороны, являются суммарным выражением влияния всех перечисленных выше общих факторов, а с другой — определяют характер частных факторов — таких как кислотно-щелочные, окислительно-восстановительные, биогеохимические и микробиологические условия. Несмотря на несоизмеримость масштабов общих и частных факторов, и те и другие играют важную роль в формировании рудоносных кор выветривания.

В настоящей статье освещаются новые представления о формировании экзогенного оруденения — бокситов, никелевых и железных руд — и факторах выветривания, основанные на анализе накопленного за последние годы фактического материала.

В современной литературе наиболее полно и детально освещена роль влажного тропического климата в формировании латеритных месторождений никеля и бокситов. При этом главное внимание в большинстве работ обычно уделяется температуре и количеству атмосферных осадков, в то время как роль химического состава метеорных вод в процессах выветривания практически не рассматривается. Между тем к настоящему времени установлено, что состав атмосферных осадков постоянен как в пространстве, так и во времени. Особенно изменяется он в регионах, покрытых густой древесной растительностью. Удалось выявить, что при прохождении сквозь кроны деревьев величина рН метеорных вод снижается с 6,0—5,5 до 4,5—3,7. В дождевых водах, стекающих по стволам деревьев, величины рН снижаются нередко до 2,6. Естественно, что воды, обогащенные органическим веществом, с низкими значениями рН являются наиболее активными агентами выветривания. Они способствуют как интенсификации процессов формирования зональной рудоносной коры выветривания, так и перераспределению в ней рудных компонентов с накоплением их на геохимических барьерах.

При этом важное значение имеет характер сочетания качественного состава атмосферных осадков с их количеством. Малое количество кислых дождевых вод не будет оказывать существенного влияния на процессы выветривания, а очень большое количество — будет приводить к формированию обеленных глинистых кор выветривания. И только периодическое чередование сезонов дождей, несущих в ландшафт кислые воды, с засушливыми периодами будет способствовать интенсивным процессам корообразования и перераспределения в коре рудного вещества. Такие благоприятные условия периодически существовали в пределах тропических поясов на протяжении всей геологической истории Земли, и именно они и приводили к формированию мощных рудоносных кор выветривания.

Размещение же этих кор в пределах поясов контролировалось структурно-тектоническими условиями. Обычно считается, что рудоносные коры выветривания при-

урочены преимущественно к крупным положительным структурам земной коры, включающим платформы, щиты, области завершённой складчатости, антеклизы [4].

Вместе с тем анализ нового материала показал, что существуют более сложные соотношения между размещением кор выветривания и тектоническими элементами. В частности, многие из остаточных рудных месторождений приурочены к крупным отрицательным структурам, таким как Ванаварская наложенная синеклиза на Сибирской платформе, Амазонская синеклиза на Южно-Американской платформе [7], депрессия Уэйпа в Австралии [10] и другим. Однако в конечном счете, и здесь месторождения все-таки приурочены к положительным структурам более высокого порядка. Например, к антиклиналям, как Чадобецкое поднятие в пределах Ванаварской синеклизы, или обширным площадям, втянутым в поднятия, как поднятие в краевой части Амазонской синеклизы в связи с образованием Кордильер. Эти более мелкие структуры в палеорельефе в период формирования кор всегда занимали положительные формы.

Здесь уместно напомнить распространенные ранее представления о том, что латеритные месторождения формировались на низких пенеппенизированных поверхностях, которые впоследствии могли быть разбиты на блоки и перемещены на разные высоты. Опыт же изучения отечественных и зарубежных регионов показывает, что оптимальные условия для формирования латеритных месторождений существуют на приподнятых или расчлененных поверхностях с абсолютными отметками от нескольких десятков до 2,5 тысяч с лишним метров и относительными превышениями в рельефе от десятков до сотен метров. Так, латеритные бокситы и железные руды Гавайских островов, по данным С. Паттерсона [8], формировались на базальтовых лавах, расположенных на абсолютных высотах от 60 до 370 м с относительными превышениями в несколько десятков метров. На Кубе никеленосные коры развиты на высотах от нескольких десятков до 600–800 м [1]. Для нижнекаменноугольных месторождений латеритных бокситов и богатых железных руд Воронежской антеклизы установлены относительные превышения в палеорельефе от 70 до 150 метров [3].

Структурно-тектонический и геоморфологический факторы обуславливают скорость фильтрации метеорных вод в водовмещающих породах, то есть кинетику процессов выветривания, от которой зависит генетический тип профиля. Сочетание геолого-структурных, геоморфологических факторов с климатическими определяет гидродинамические условия региона, характеризующие степень интенсивности водообмена, от которой в свою очередь зависит интенсивность выноса главных породообразующих и распределение рудных компонентов в коре выветривания. Минералого-геохимические исследования вскрывают тесную связь между интенсивностью выноса породообразующих компонентов фильтрующимися водами и мощностью, морфологией и вещественным составом рудоносных кор выветривания.

Так, на примере Кубы удалось количественно определить, что наиболее активный вынос магния и кремнезема происходит в гидродинамических условиях зон интенсивного и среднеинтенсивного водообмена, где модули подземного стока колеблются от 14 до 17 л/сек/км². В этих же зонах наблюдаются и наиболее мощные коры выветривания и связанные с ними железо-кобальт-никелевые месторождения. При этом в зоне интенсивного водообмена обычно отмечаются коры выветривания с сокращенным профилем и охристым типом оруденения, а в зоне со средней интенсивностью водообмена — с полным профилем и нонtronитово-охристым оруденением [1].

Приуроченность мощных рудоносных кор выветривания к зонам активного водообмена для всех регионов современного тропического пояса является общей закономерностью и наблюдается на породах различного состава. Если последние являются источниками рудного вещества, то они будут в свою очередь определять минеральный состав и качество руд.

Во взглядах на источники рудного вещества в коре выветривания в последние 10–20 лет также произошли существенные изменения. Если раньше в мире вообще и в СССР, в частности, кислые породы считались малоблагоприятным субстратом для

бокситов, то в настоящее время эта точка зрения опровергнута. Нашими работами установлено, что источником латеритных бокситов КМА и центральной части Чадобецкого поднятия в Сибири явились кварц-серицитовые и кварц-мусковит-полевошпатовые сланцы и был сделан вывод, что мелкозернистые породы кислого состава могут служить благоприятным источником для образования месторождений бокситов [3, 4].

Последующие открытия огромных (0,5–1,3 млрд. т) запасов бокситов на гранитах, гранитогнейсах, кондалитах, чарнокитах, гнейсах, а также песчаниках Индии, Австралии, Венесуэлы, данные по которым опубликованы Деболи, Уардом, Мендосой и др. в материалах "ИКСОБА" [5], позволили включить сюда и грубозернистые кварц-содержащие породы.

До сих пор вызывает оживленные дискуссии вопрос о каолините как источнике глинозема для формирования бокситов в связи с представлениями об его устойчивости в коре выветривания. Имеющийся в нашем распоряжении геологический и минералогический материал позволил доказать, что каолинит — часто один из промежуточных продуктов латеритной коры выветривания, превращающийся, в конечном счете, в гиббсит (КМА, Украина, Сибирская платформа, Гвинея, Индия, Австралия, Южная Америка и др.). Эти выводы нашли подтверждение в работах исследователей тропических почв и кор выветривания, физико-химиков и термодинамиков. Наше изучение латеритных профилей выветривания на аллювиальных каолинах полуострова Кач в Индии, вслед за Фоксом, Валетон и другими, показало, что осадочные каолины также подвергаются интенсивной бокситизации. Более того, изучение крупнейших в мире месторождений бокситов Уэйпа (> 3 млрд. т) в Австралии и Амазонского бассейна в Бразилии (> 2,5 млрд. т) позволило установить, что источником алюминия здесь являются третичные каолины с переменным содержанием кварца. Известно, что генезис Уэйпа объясняется различно, но мы отдаем предпочтение выводам исследователей, которые проводили длительное систематическое изучение этого месторождения [6, 9, 10]. С нашей точки зрения, убедительнейшим критерием справедливости их выводов является наличие реликтовых текстур осадочных глин в бокситах [7].

Выявление этих новых источников рудного вещества для крупных промышленных месторождений бокситов имеет важное значение при прогнозе и оценке перспектив бокситоносности на площадях развития кислых пород и каолинов в пределах бокситоносных провинций СССР. Для понимания закономерностей формирования различных типов оруденения в коре выветривания и физико-химической направленности процессов рудогенеза важное значение имеет изучение типоморфных особенностей минералов.

Как известно, в бокситоносных корах выветривания структурная упорядоченность каолинита обычно увеличивается снизу вверх по разрезу от зоны смешаннослойных образований к зоне бокситов. Однако с помощью электронографии фиксируется аморфизация каолинита в переходном к бокситам интервале, что свидетельствует о его разложении и переходе в гиббсит, и подтверждает роль каолинита как источника глинозема для бокситовых месторождений [3].

Исследование типоморфных парагенезисов минералов в бокситоносных профилях коры выветривания помогает также различать первичные остаточные минеральные парагенезисы бокситов от вторичных, что очень важно для уточнения генезиса. Так, в рудных залежах бокситов КМА были выделены гематит-гиббситовые бокситы как первично-фациальная разновидность коры выветривания и шамозит-бёмитовые, образовавшиеся в результате переработки гиббситовых бокситов в лагунно-болотных условиях (процессами эпигенеза), т.е. как вторичные, наложенные на кору выветривания [3].

Анализ типоморфных минеральных парагенезисов никеленосных кор выветривания площадного и линейного типов позволяет четко определить и отразить на диаграммах состав — парагенезис различия в рН и условиях, кинетике и механизме процессов.

выветривания, а также установить особенности распределения в них рудного компонента [2].

Так, в площадных корах выветривания с зональным строением, в вещественном составе каждой зоны кроме кристаллического глинистого минерала обнаружена и впервые количественно определена некристаллическая железо-кремниевая фаза. Эта фаза вместе с породообразующими кристаллическими минералами представляет собой типоморфный для каждой зоны парагенезис. Состав породообразующих минералов меняется вверх по разрезу от исходного серпентина через гипергенный серпентин с дефектной структурой к Fe-Mg-монтмориллону, затем нонтрониту, феррибейделлиту и гётиту. Точно так же меняется и состав некристаллической фазы — от существенно кремнистого внизу до железистого сверху.

Такая последовательность минеральных парагенезисов свидетельствует о том, что они формировались в узком интервале изменения значений pH в вертикальном разрезе от слабо кислых до слабо щелочных (6,5–7 до 8,0–8,5), но при значительных изменениях активностей магния [от $-4,3$ до $-14 \lg(\text{Mg}^{2+})$] и кремния [$-5,2$ до $-8 \lg(\text{Si}(\text{OH})_4)$] в просачивающихся растворах. Никель в продуктах площадной коры выветривания находится в двух формах: изоморфной — в составе кристаллического глинистого минерала и сорбированной — в составе некристаллической железо-кремниевой фазы. При этом содержание никеля в некристаллической фазе парагенезиса всегда выше, чем в кристаллической. Распределение никеля вверх по профилю выветривания также изменяется. Максимальное его содержание в остаточных продуктах определяется либо в зоне нонтронитизации, либо, в случае ее отсутствия, в зоне Fe-Mg-монтмориллонита. В любом случае максимальное абсолютное содержание никеля в кристаллической фазе парагенезиса падает на Fe-Mg-монтмориллонит; некристаллическая же фаза максимально обогащена никелем в верхних горизонтах зоны нонтронитов, с характерным для нее отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 3$.

В вышележащей зоне охр концентрации никеля снижаются в различной степени. В древних никеленосных корах выветривания, развитых в СССР, они уменьшаются до 0,5–0,6% NiO. В корах выветривания современных тропических областей содержание никеля в охрах, хотя и остаются кондиционными, но все же много ниже чем в подстилающей нонтронитовой зоне. Понижение содержания никеля в зоне охр площадных кор связано с его потерями при перекристаллизации железо-кремниевого остатка в гётит. Эта потеря составляет около 1/3 исходного содержания никеля в породе.

В линейных корах выветривания, где минералообразование шло в условиях весьма интенсивной фильтрации растворов через породы в зонах крупных тектонических нарушений, разложение породы протекало с полным выносом как магния, так и кремния и выпадением железистого остатка [2]. Его парагенезис с исходным серпентином является единственным на всем протяжении профиля выветривания (несколько сот метров): меняются только количественные соотношения исходной и новообразованной минеральных фаз. Подобный парагенезис и указанные соотношения свидетельствуют о низких активностях магния и кремния в просачивающихся растворах и пониженных pH, обусловленных окислением вкрапленных сульфидов вмещающих пород при участии тионовых бактерий.

Столь резкие различия в концентрациях компонентов и кислотнощелочных условиях среды при формировании линейных и площадных кор отразились и на минеральных формах распределения никеля.

В линейных корах выветривания никель главным образом сорбируется железистым некристаллическим остатком с образованием рудных концентраций. При его перекристаллизации в гётит и маггемит около 2/3 никеля выносятся и выносимый никель образовывал рудные концентрации в виде инфильтрационных прожилков магнезиальноникелевых гидросиликатов в зоне дезинтеграции серпентинитов.

Рассмотренные примеры отчетливо отражают важную роль кинетики процессов выветривания не только при формировании типа зональности и минерального сос-

тава, но и в характере распределения и минеральных форм никеля в коре выветривания.

Приведенный здесь материал показывает, что закономерности формирования оруденения в коре выветривания определяются широким кругом факторов и поэтому решение этой проблемы возможно только при ее комплексном изучении, включающем минералого-геохимические, структурно-геологические, геоморфологические, гидрогеохимические и климатологические исследования. Решение многих спорных вопросов возникновения рудоносных кор выветривания предполагает как дальнейшие исследования геологических аспектов, так и изучение условий и механизма минералообразования с привлечением данных термодинамики и эксперимента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугельский Ю.Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.
2. Витовская И.В. Типоморфные минеральные парагенезы никеленой коры выветривания серпентинитов. — Геол. рудн. месторожд., 1978, № 6, с. 60–74.
3. Никитина А.П. Вторичные процессы в остаточных бокситах Воронежской антеклизы и Украины. — В кн.: Вторичные изменения бокситов. М.: Наука, 1980.
4. Сапожников Д.Г., Никитина А.П., Слукин А.Д. и др. Латеритные бокситы СССР. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974, с. 5–17.
5. 4-th Intern. Congress for the study of bauxites, alumina and aluminum I.C.S.O.B.A. Athens; 1978, vol. 1–2.
6. Grubb P.L.C. Genesis of the Weipa bauxite deposits, N.E. Australia. — Mineral. deposita, 1971, vol. 6, № 4, p. 265–274.
7. Grubb P.L.C. Genesis of bauxite deposits in the Lowre Amazon Basin and Guianas Coastal Plain. — Econ. Geol., 1979, vol. 74, № 4, p. 735–750.
8. Patterson S.H. Bauxite reserves and potential aluminum resources of the world. A compilation of the geologic and geographic occurrence of world reserves and potential resources of bauxite, and of potential sources of aluminum in rock and minerals other than bauxite. — U.S. Geol. surv. Bull., № 1228. 176 p.
9. Schellmann W., Jepsen K. Die Bauxitbildung in der Lagerstätte Weipa (Australien) als ein Beispiel der lateritischen Verwitterung. — 3-e Congres Intern; de Comité pour l' etude des bauxites des oxydes — d' aluminum, Nice (France), 1973, p. 253–262.
10. Smart. Weipa Queensland. — Canberra. Austral. Gov. Publ. serv. 1977. 23 p.

УДК 553.3; 553.5; 553.6

В.П. ПЕТРОВ

ЗНАЧЕНИЕ

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ ДЛЯ РАЗВИТИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Главная трудность в направлении научно-исследовательских работ в поисках и выявлении неметаллических полезных ископаемых заключается в большой пестроте самих неметаллических полезных ископаемых. Причина этого состоит в том, что в группу неметаллических полезных ископаемых вошло все то, что не вместили две большие более определенные группы — каустобиолиты или горючие полезные ископаемые и руды металлов.

КЛАССИФИКАЦИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Весь комплекс неметаллических полезных ископаемых по тем требованиям, которым должен отвечать каждый частный вид полезного ископаемого, можно ориентировочно разбить на отдельные группы, как это показано ниже.

Типизация неметаллических полезных ископаемых

1. Химическое сырье (используется полезный элемент, входящий в состав различных минералов).
 - 1.1. Руды фтора. 1.1.1. Флюорит. 1.1.2. Криолит. 1.1.3. Топаз. и другие фториды. 1.1.4. Фосфорит и апатит.
 - 1.2. Руды фосфора. 1.2.1. Фосфорит. 1.2.2. Апатит. 1.2.3. Штаффелит.
 - 1.3. Серное сырье. 1.3.1. Сера самородная. 1.3.2. Пирит. 1.3.3. Гипс и другие сульфаты. 1.3.4. Попутная сера.
 - 1.4. Руды иода, бора, брома, хлора.
 - 1.5. Калийное сырье. 1.5.1. Эвапориты. 1.5.2. Калиевые силикаты.
 - 1.6. Поваренная соль. 1.6.1. Эвапориты. 1.6.2. Соляные озера.
 - 1.7. Содовое сырье, сульфат натрия.
 - 1.8. Магнезиальное сырье. 1.8.1. Эвапориты. 1.8.2. Магнезит. 1.8.3. Доломит. 1.8.4. Бишофит. 1.8.5. Природные рассолы.
2. Сырье для флюсов и вяжущих материалов (используется благоприятный химический состав).
 - 2.1. Цементное сырье. 2.1.1. Известняки. 2.1.2. Активные добавки.
 - 2.2. Гипс и ангидрид.
 - 2.3. Флюсовые материалы. 2.3.1. Кремнистое сырье. 2.3.2. Известняки. 2.3.3. Вспомогательные материалы.
3. Огнеупорно-керамическое сырье (используется горная порода, обладающая благоприятным химическим составом и определенными физическими свойствами).
 - 3.1. Огнеупорное сырье. 3.1.1. Огнеупорные глины и каолины. 3.1.2. Кварциты. 3.1.3. Магнезит. 3.1.4. Змеевик. 3.1.5. Высокоглиноземистые огнеупоры. 3.1.6. Циркониевые огнеупоры.
 - 3.2. Стекольное сырье. 3.2.1. Песок кварцевый. 3.2.2. Полевошпатовые материалы. 3.2.3. Дополнительные компоненты.
 - 3.3. Керамические материалы. 3.3.1. Глины пластичные беложгущиеся. 3.3.2. Каолины. 3.3.3. Глины грубокерамические. 3.3.4. Плотные шпат, пегматит, фарфоровые камень.
4. Агрегатное сырье (используются только физические свойства, химический состав имеет второстепенное значение).
 - 4.1. Формовочные материалы. 4.1.1. Песок кварцевый. 4.1.2. Глины бентонитовые.
 - 4.2. Адсорбенты и поглотители. 4.2.1. Глины сорбционные. 4.2.2. Цеолиты. 4.2.3. Опоки, треплы и др.
 - 4.3. Наполнители. 4.3.1. Каолины. 4.3.2. Тальк. 4.3.3. Мел. 4.3.4. Асбест. 4.3.5. Барит.
 - 4.4. Пигменты. 4.4.1. Мел. 4.4.2. Окисно-железные руды. 4.4.3. Барит. 4.4.4. Глауконит.
 - 4.5. Строительный камень. 4.5.1. Плотные горные породы. 4.5.1.1. Магматические. 4.5.1.2. Осадочные. 4.5.1.3. Метаморфические. 4.5.2. Мягкие горные породы. 4.5.2.1. Туф вулканический. 4.5.2.2. Травертин. 4.5.2.3. Ракушняк.
 - 4.6. Теплоизоляторы. 4.6.1. Пемза. 4.6.2. Перлит. 4.6.3. Вермикулит. 4.6.4. Керамзит. 4.6.5. Диатомит. 4.6.6. Минераловатное сырье.
5. Кристаллосырье (использование определяется качеством кристаллов).
 - 5.1. Пьезооптические минералы. 5.1.1. Кварц. 5.1.2. Исландский шпат. 5.1.3. Турмалин, барит, флюорит и т.д.
 - 5.2. Технические минералы. 5.2.1. Слюды. 5.2.1.1. Мусковит. 5.2.1.2. Флогопит. 5.2.2. Асбест. 5.2.2.1. Антофиллит асбест. 5.2.2.2. Голубой асбест. 5.2.2.3. Хризотил-асбест. 5.2.3. Графит. 5.2.3.1. Кристаллический. 5.2.3.2. Аморфный. 5.2.4. Волластонит.
 - 5.3. Драгоценный и поделочный камень. 5.3.1. Алмаз. 5.3.2. Драгоценные камни. 5.3.2.1. Изумруд. 5.3.2.2. Рубин, сапфир. 5.3.2.3. Топаз, берилл. 5.3.2.4. Прочие камни. 5.3.3. Поделочный камень. 5.3.3.1. Бирюза. 5.3.3.2. Малахит. 5.3.3.3. Лазурит. 5.3.3.4. Нефрит, жадеит. 5.3.3.5. Прочий камень.
 - 5.4. Абразивы и антиабразивы. 5.4.1. Кварциты и песчаники. 5.4.2. Халцедон. 5.4.3. Корунд и наждак. 5.4.4. Гранат.

Наиболее четко здесь выделяется группа химического сырья. В нее входят те неметаллические полезные ископаемые, которые содержат тот или иной интересующий промышленность элемент, например фтор, фосфор, калий, йод, бром, барий и др. Главным показателем группы является форма вхождения полезного элемента в руду и его содержание. Теоретической основой поисков руд этих полезных ископаемых служат законы геохимии и основы минералогии — полного аналога металлогении.

Отличие химического сырья от металлических руд как полезных ископаемых заключается только в том, что из руд выплавляется металл, а химическое сырье идет на переработку с целью получения различных соединений искомого элемента, и только в редких случаях получается элемент в чистом виде. К химическому сырью примыкает цементное и флюсовое сырье.

В следующую группу должны быть объединены различные виды огнеупорного сырья,

где требования к сырью сводятся к физическим свойствам материала и к отсутствию или очень малому содержанию различных элементов, мешающих использованию данного вида сырья. Это могут быть различные красящие окислы (напр., в стекольном песке не допускается присутствие сотей, а в некоторых случаях десяти тысячных содержания хрома), минералы, вызывающие "выплавку" или "мушку", тугоплавкие или наоборот легкоплавкие минералы и т.д.

Наконец, предпоследнюю группу составляют те виды, которые можно назвать агрегатным сырьем, где применимость полезного ископаемого определяют свойства агрегата — его прочность, твердость, а иногда и декоративность — способность принимать полировку и обладание красивым узором. Химический состав здесь имеет очень малое значение. Чтобы пояснить это не очень привычное для рудных геологов положение, приведем два характерных примера. В качестве первого сошлемся на щебень — наполнитель бетона; здесь можно использовать гранитный, диабазовый, базальтовый, известковый и доломитовый щебень. Поскольку у всех этих горных пород прочность может быть одинакова, постольку и поведение их в бетоне будет очень близким. В качестве второго примера можно указать на перлит. Стекловатые разности кислых горных пород являются ценнейшим полезным ископаемым, тогда как закристаллизованные, даже располагающиеся в том же магматическом теле, что и предыдущие стекловатые, практически не имеют ценности. В эту группу входят различные строительные материалы — природные пигменты, наполнители, различные сорбенты, теплоизоляторы, отчасти формовочные материалы. Следует отметить, что народнохозяйственное значение этих материалов огромно. Они обладают относительной дешевизной единицы массы и используются в очень больших количествах. Рациональный геологический подход к изучению такого сырья может принести очень большой экономический эффект не только за счет замены одного вида другим, более удобным, но и за счет иногда очень большой экономии на транспорте или массовости и механизированности извлечения и обработки.

Последнюю группу неметаллического сырья можно назвать кристаллосырьем — сюда входят такие полезные ископаемые, где ценятся, в первую очередь, совершенство кристаллов и их размеры, например различные виды пьезооптического сырья, слюда, асбест, драгоценные камни и абразивы. Для геолога поиски и добыча сырья этого вида составляют наиболее заманчивую задачу. Здесь, в первую очередь, необходимо искать природные кристаллизаторы — те условия, где может образоваться наиболее совершенный кристалл. Именно параллельно с поисками полезных ископаемых этого типа находят лучшие музейные образцы природных минералов. Однако именно эта группа полезных ископаемых во времени все больше и больше становится "бывшим полезным ископаемым". Кристаллы группы состоят обычно из обычных, относительно дешевых окислов. Хорошие же кристаллы исключительно редки, дефицитны и дороги; отсюда стремление получить их искусственно. Надо сказать, что этот путь уже сейчас получил огромное развитие; в лабораториях и на специальных заводах получают зачастую такие совершенные и крупные кристаллы, которые в природе никогда не встречались. Будущее всей этой группы полезных ископаемых, безусловно, в синтезе.

ЗАДАЧИ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ ИЗУЧЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

Задача геолога-исследователя неметаллических полезных ископаемых заключается не только в поисках и разведке старых, уже известных видов сырья, но и, в еще большей степени, в выявлении новых типов технологически более удобных, чем старые, или могущих заменить старое сырье, ставшее дефицитным, или, наконец, найти принципиально новое применение минералу или горным породам, ранее не рассматривавшимся как полезные ископаемые.

Естественно, что дать исчерпывающий обзор задач геолога, изучающего неметаллические полезные ископаемые, в пределах относительно небольшой статьи невозможно.

но. Поэтому здесь будут только намечены некоторые типовые задачи этого типа и решения некоторых наиболее характерных

В области использования магматических пород. Наиболее широким является использование магматических пород в качестве строительных материалов. Огромные количества этого вида сырья, которые требует строительство, приводят сейчас к ряду совершенно невозможных ранее решений. Пришлось полностью отказаться от мелких щебеночных заводов, которые стояли у потребителя и казались наиболее выгодными. В центральной части РСФСР вблизи г. Воронежа и в Белоруссии у села Миклашевичи, где к дневной поверхности довольно близко подходит платформенное кристаллическое основание, построены огромные щебеночные заводы, снабжающие щебнем всю европейскую часть СССР вплоть до Урала. Это позволяет с небольшой площади получить достаточное количество щебня. Если бы это количество щебня пришлось получать из твердых пластов в Подмоскowie, то ежегодно пришлось бы уничтожать около 1 км² пахотной земли.

Теоретической основой использования горных пород как строительных материалов является детальное изучение петрофизики. Огромную роль в оценке горной породы как строительного материала играет структурный фактор. Структурное упрочнение породы, влияние снижения крупности зерна на прочность и другие подобные факторы имеют первостепенное значение, что можно видеть по эффекту нефрита (минеральный и химический состав нефрита и амфиболита могут быть тождественны, но прочность первого в пять—семь раз выше прочности второго). Исключительное влияние на прочность и твердость оказывают высокобарические минералы. Резкое различие приходится проводить между прочностью различного типа, твердостью и хрупкостью горной породы, необходимо количественно оценивать эти свойства камня. Очень важным для качественной характеристики строительных материалов оказалась оценка величин анизотропии. Появление в петрофизике методов измерений прочности без разрушения образца коренным образом изменило подход к оценке этого вида сырья.

Очень важным фактором оценки горной породы как промышленного продукта оказалась пористость породы, причем необходимо различать как размер пор, так и их форму.

Развитие петрофизики происходило в основном при изучении строительного камня

В последние годы очень серьезное внимание привлекают к себе акцессорные минералы многих горных пород. Они могут быть вредны (например, пирит, разлагаясь, дает серную кислоту и купорос, разрушающие цемент и портящие внешний вид поверхности камня) или наоборот очень полезны — таков, в частности, апатит. Содержание апатита в обычных магматических породах может достигать 10—12% (3—5% P₂O₅), а это уже промышленные количества, и такие апатитсодержащие габбро близ Ашуркова в окр. Улан-Уде уже разведываются как фосфорная руда.

Особо интересны сейчас пегматитовые жилы, являющиеся прекрасными кристаллизаторами для многих минералов. Важнейшим поисковым признаком на пегматитовые минералы явились установленные несколько лет тому назад Г.Г. Родионовым и А.И. Гинзбургом закономерные связи между особенностями строения жилы и ее глубиной. Наиболее глубокие пегматитовые жилы содержат редкометалльное оруденение. Жилы средней глубинности обладают наиболее совершенной кристаллизацией, и именно из них добывается весь крупнолистоватый мусковит и пегматитовый полевой шпат. Наконец, пегматитовые жилы малой глубинности, образующиеся из-за малого общего давления за счет растворов с малой концентрацией силикатного вещества, в центре имеют пустоты, образно названные А.Е. Ферсманом "занорышами", и эти пустоты являются наиболее совершенными кристаллизаторами для образования прекрасных кристаллов пьезокварца и драгоценных минералов: топаза, берилла (аквамарина, желтого берилла), турмалина и литиевых слюд. Славу бразильских, мадагаскарских и уральских месторождений драгоценных камней создали именно такие пегматитовые жилы малой глубинности.

Новым в области использования обычных минералов горных пород является из-

влечение из них методом флотации керамического полевого штата или получения нефелинового концентрата для переработки на глинозем.

Видимо, важным комплексным сырьем могут стать некоторые анортозиты, обогащенные апатитом, титаномagnetитом и, наконец, основной плагиоклаз может явиться глиноземным сырьем.

Важнейшим источником многих неметаллических полезных ископаемых являются щелочно-ультраосновные и карбонатитовые интрузии. Богатство их летучими веществами, необычный химический состав ведет к обогащению отдельных участков таких интрузивов самыми различными неметаллическими полезными ископаемыми. Именно эти интрузивные тела наиболее перспективны как источник фосфорного сырья будущего. Видимо, наиболее вероятно в ближайшее время использование магнетит-апатитовых пород — нельсонитов, описанных в полярных областях Сибири. Большое народнохозяйственное значение имеет промышленное использование крупнокристаллических слюд карбонатитов как флогопитов, так и их гидратированной разновидности — вермикулита. В качестве своеобразных пегматитоподобных метасоматических образований среди ультрабазитов в ультраосновной щелочной интрузии Инагли находят замечательный драгоценный камень — хромдиопсид. В близких условиях встречается еще один важный поделочный камень — чароит.

Большие перспективы использования новых полезных ископаемых можно связывать со своеобразными низкотемпературными фтористыми разновидностями лейкократовых кислых пород. Образующийся в них топаз можно рассматривать как интересный огнеупор, но еще более интересны найденные криолит и другие фториды, являющиеся здесь породообразующими минералами. Сейчас, когда криолитовые пегматиты Гренландии полностью выработаны, эти фториды могут представить интерес. В этом направлении необходимы большие дальнейшие работы.

С эффузивными породами связаны очень многие неметаллические полезные ископаемые. Особенно петрографически интересны спекшиеся туфы и игнимбриты, используемые у нас (арктический туф) и в Италии (туфы Пущуоли) как ценнейший строительный материал. Проблема спекания пемзового пепла до сих пор полностью не решена, и только петрофизическое определение прочности игнимбрита может оценить степень спекания и в известной мере температуры, при которых достигается такая прочность. Сам по себе пемзовый пепел представляет огромный практический интерес как наполнитель легкого бетона.

Практически важным полезным ископаемым стали стекловатые горные породы, которым в настоящем сборнике посвящена специальная статья.

Исключительный петрографический интерес представляют драгоценные камни, связанные с базальтами. Первоначально, когда впервые в областях размыва базальтов в Кампучии и в элювии этих базальтов были встречены рубины, это казалось случайным и редким явлением. Впоследствии, однако, оказалось, что все плато-базальты, развитые на границе Кампучии, Лаоса и Вьетнама, содержит драгоценный корунд и драгоценный циркон. Еще позднее были открыты огромные австралийские сапфировые россыпи, связанные, как и в Азии, с молодыми плато-базальтами, развитыми на юго-востоке этого континента. В самое последнее время в Монголии и в Советском Забайкалье описаны в базальтах ювелирные пироп, хризолит и санидин, имеющий качество лунного камня. Сейчас уже нельзя говорить о случайной приуроченности к базальтам драгоценного камня. Можно предполагать, что в условиях длительного существования базальтовой магмы в глубинных частях Земли, а все базальты, содержащие драгоценный камень, являются именно глубинными плато-базальтами массовых излияний, существуют условия исключительно благоприятной кристаллизации минералов и эти последние могут быть вынесены вместе с изливающейся магмой в кристаллах ювелирного качества.

Осадочные породы. Промышленное использование осадочных пород идет в настоящее время еще более интенсивно, чем магматических. Очень многие осадочные породы используются как химическое сырье. Это, в первую очередь, известняки и фосфориты,

многие разновидности эвапоритов; начиная с калийных солей, галит и ставшая сейчас важным полезным ископаемым природная сода. Доломит и магнезит широко используются как огнеупорное и флюсовое сырье. Очень важным полезным ископаемым являются различные глины и пески, причем цена отдельных разностей глин и песков иногда довольно высока.

Изучение минерального состава глин, ставшее возможным после введения в минералогическую исследовательскую практику рентгеновского анализа, электронографии и электронного микроскопа, сейчас лежит в основе практического использования глин; только при детальном изучении минералогии и свойств глины можно подойти к прогнозу ее месторождений и поставить рациональные поиски. Огромное практическое значение имеет учет комплекса обменных оснований глин, явлений упорядоченности и смешаннослойности.

Крайне интересным открытием последних лет явилось обнаружение огромной роли бактерий в формировании некоторых месторождений полезных ископаемых. Таковы, в частности, месторождения самородной серы, которые формируются за счет месторождений гипса и ангидрида в тех случаях, когда в залежь этих минералов в той или иной форме поступают углеводородные нефтяные газы. Для своей жизнедеятельности анаэробные серобактерии получают энергию, окисляя нефтяные газы кислородом гипса. Кальций гипса переводят в углекислую форму, и сера при этом остается как отброс жизнедеятельности этих бактерий. Огромные месторождения серы Прикарпатья, на Украине и Гаурдака в Туркмении, а также многие другие образовались именно таким образом, и в них сейчас обнаружены живые, порождающие их бактерии. К открытиям подобного же рода относится выявление бактериальной железной руды — ферригидрита, сделанное в последние годы Ф.В. Чухровым.

К осадочным породам крайне близки образования коры выветривания. Воздействие поверхностных факторов гипергенеза на различные материнские породы приводит к образованию очень многих весьма своеобразных горных пород и минералов, многие из которых имеют большое промышленное значение. По-видимому, выветривание и процессы переотложения продуктов выветривания способствуют концентрации глинозема в виде различных бокситовых толщ как среди элювиальных образований, так и среди глинистых продуктов, явных продуктов переотложения кор выветривания. Большое внимание привлекают коры выветривания фосфорсодержащих пород. В процессе выветривания из этих пород выносятся преобладающие минералы: карбонаты и кремнистое вещество; в результате имеет место резкое накопление фосфора, как в форме остаточных накоплений реликтового апатита, так и в виде новообразований различных осадочных апатитов, называемых по-разному — франколитами, даллитами, штаффелитами, хотя природа этих минералов пока не очень ясна. Исследователи Австралии в новой литературе все более и более склоняются к тому, что знаменитые австралийские месторождения опалов представляют собой образования коры выветривания глинистых песчаников. В этой связи приобретают особое значение старые указания на то, что в середине прошлого столетия "у проф. Феофилактова в коллекциях Киевского университета был прекрасный благородный опал из окрестностей пос. Межиричи", где, как сейчас известно, пользуются широким развитием коры выветривания с пеликанитами — каолинизированными и пропитанными опалом гранитами.

Метаморфические породы являются источником очень большого количества неметаллических полезных ископаемых. В первую очередь, это различные мраморы — метаморфизованные известняки и доломиты. Достаточно чистые разности этих пород дают белый мрамор, более загрязненные — узорчатые и цветные мраморы. К метаморфическим породам больших глубин приурочены месторождения флогопита. На меньших глубинах возникают бруситы, талькиты и замечательные поделочные офиокальциты. Своеобразными контактными породами разной глубинности являются драгоценные жадеиты и нефрит. Контакт- и гидротермальноизмененные ультрабазиты часто содержат месторождения асбеста разного минерального характера.

Небольшое число видов неметаллических полезных ископаемых связано с гидротермальными месторождениями. Это главным образом различные виды химического сырья — флюорит, барит, стронцианит. Исключительно интересны для геолога поисковые работы на пьезооптический кварц. Здесь необходимо найти не только кварцевую жилу, но и в пределах последней выявить занорыш с кристаллами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Интенсивное развитие промышленности и строительства в нашей стране и других странах социализма предъявляет огромные требования на получение неметаллических полезных ископаемых разного типа. Масштабы этих требований столь велики, что сейчас становятся дефицитными все виды сырья, даже те, по которым еще относительно недавно считалось, что запасы их совершенно неограничены. Сейчас практически нигде нельзя рассчитывать на получение местного "подножного" неметаллического сырья. Необходимы широкие геологические поиски его.

Трудности геолого-петрографического исследования неметаллического сырья, связанные с высокими требованиями на это сырье, иногда очень велики, и здесь необходимо привлечение всех современных средств научных исследований. Особенно велики задачи, стоящие перед геологом-исследователем в деле внедрения в промышленное использование новых видов неметаллического сырья. Здесь исследователь должен выступать как инициатор и стремиться довести свои предложения до логического конца, до создания новой отрасли промышленности.

УДК 553.682+549.522:553.6+553.673

П. П. СМОЛИН

МИНЕРАГЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ВЗАИМОСВЯЗИ И ПРОГНОЗ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (магнезит, брусит, тальк)

Важнейшие, за исключением солей, виды магнезиального сырья: природная гидрокись — брусит ($Mg(OH)_2$), карбонат — магнезит ($MgCO_3$) и водный силикат — тальк ($Mg_3 [Si_4O_{10}] (OH)_2$) в течение ряда лет изучаются в ИГЕМ АН СССР. При этом брусит — минерал с максимально возможным в природе содержанием магния — как полезное ископаемое вообще впервые в СССР описан, рекомендован к использованию и освоен с участием ИГЕМ [2]. Другой важный прикладной результат этих работ — выявление и внедрение принципиально нового, особо ценного типа тальковых руд — порошковатых пелитоталькитов коры выветривания [4], частично пригодных к непосредственному использованию [5] и составляющих львиную долю балансовых запасов талька. Кроме того, открыты месторождения, целые провинции, рекомендованы новые схемы переработки и виды использования и другое [5]. Помимо наиболее массового использования в металлургических высокоогнеупорах, магнезиальное сырье находит разнообразное применение во многих отраслях народного хозяйства, в частности в ядерной и ракетной технике.

В ИГЕМ постепенно сложилась вполне оригинальная концепция генезиса и локализации магнезиальных ископаемых в пространстве, во времени и причинной взаимосвязи. Ключевое значение в ней имеют магнезиты, дискуссионность происхождения которых хорошо иллюстрирует курьезная ситуация — глава отечественной литологии, академик Н.М. Страхов считал их гидротермально-метасоматическими, тогда как основоположник теории метасоматизма академик Д.С. Коржинский признает их осадочными. Разногласия эти неслучайны и прежде всего обусловлены преимущественной приуроченностью месторождений к древним, дислоцированным и перекристаллизованным

толщами, что естественно затушевывает признаки первичной природы магнезитов. Поскольку ясность в понимании минерации магнезитов достигнута лишь в последнее время, целесообразно уделить им в этой статье главное внимание.

В результате сравнительного изучения многих провинций пластообразных магнезитов главного промышленного типа, приуроченных к доломитам, выявились следующие характерные формы их залегания и распределения разных порядков.

Типичные осадочные текстуры и структуры в наименее метаморфизованных месторождениях, особенно в рифейской мурандавской свите Малого Хингана, претерпевшей лишь слабые изменения ступени аспидных сланцев (фиг. 1).

Согласованное участие в прерывистой бассейновой кластохемогенной ритмичности с нарастанием карбонатности и магнезиальности от основания к вершине ритмов. Эта асимметричная ритмичность проявляется многопорядково — внутри рудных залежей (фиг. 6), в надритмах разрезов месторождений в целом (фиг. 3), а иногда и в неоднократном их повторении в пределах крупных ритмозон мощных магнезитоносных формаций (фиг. 4).

Фашиально-литологическая однотипность мелководно-лагунных магнезитоносных доломитов миогеосинклинальных комплексов обнаруживается при сопоставлении многих месторождений мира (фиг. 5). Это проявляется в латеральной литологической изменчивости, частой ассоциации со строматолитовыми биостромами (саморегулирующимися органогенными баровыми перемычками) или с песчаными скоплениями (классическими барами), в обильной примеси органического вещества.

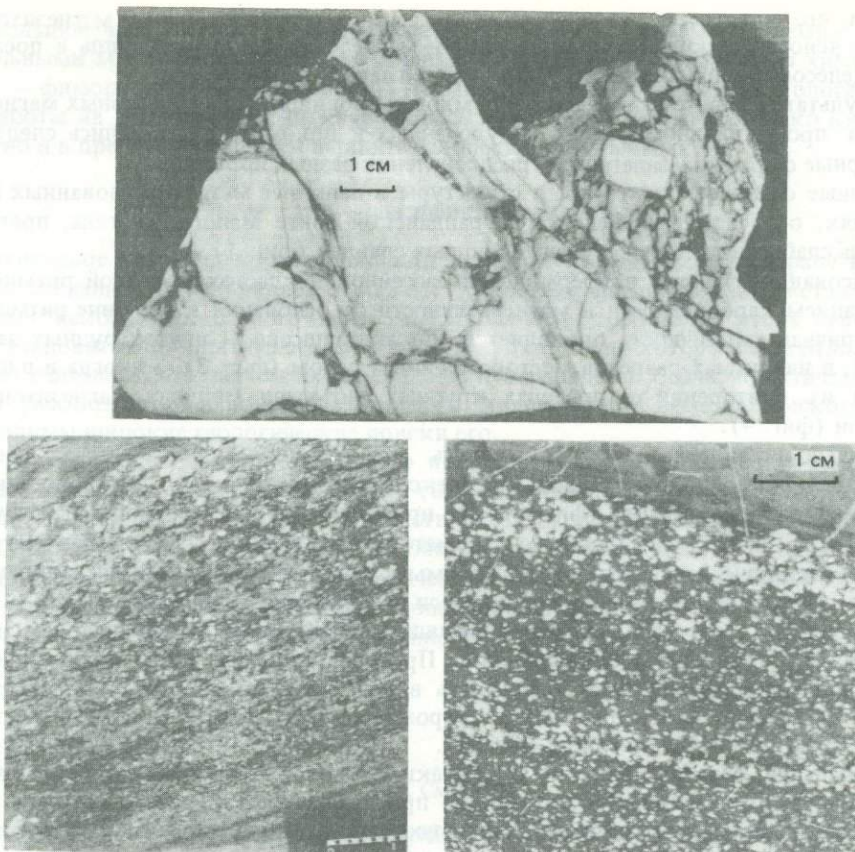
Доскладчатый возраст магнезитов наглядно фиксируется на крупнейшем в мире разведанном Савинском месторождении. Предполагавшаяся здесь концентрическая двухэтапная метасоматическая зональность в действительности представляет изоклиналичную замыкающуюся в пределах месторождения складку с участием симметрично сдвоенной магнезитоносной толщи (фиг. 3).

Региональная стратиформность опять-таки хорошо проявилась в заключающем Савинское месторождение Оюотском поле протяженностью 30 км, в котором магнезитоносна только одна из двух доломитовых толщ комплекса (фиг. 6). В рифее Енисейского Кряжа на площади более 20 тыс. км² из четырех доломитовых толщ, подвергшихся одинаковому метаморфизму, магнезитоносна лишь одна аладьинская свита (фиг. 7), а в Буреинском массиве из сопоставляемых рифейских толщ магнезитоносна лишь развитая в одной структурно-фашиальной зоне (фиг. 8).

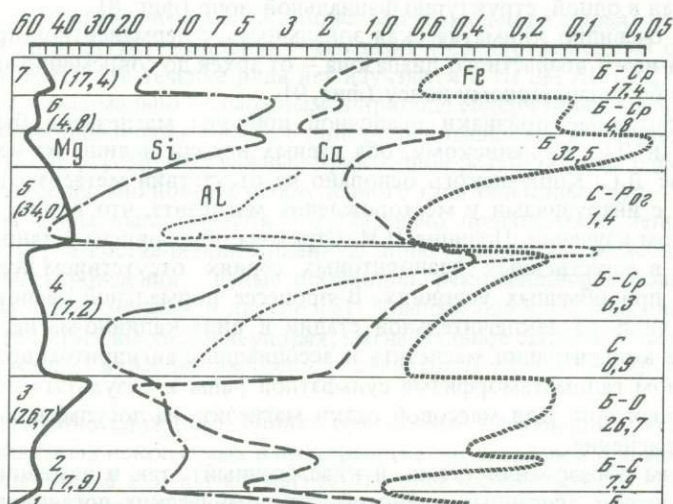
Глобальная, очевидно климатическая зональность, с перманентной приуроченностью месторождений всего возрастного диапазона — от архея до современного периода к низкоширотному общепланетарному поясу (фиг. 9).

Все эти позитивные признаки осадочной природы магнезитов были неизвестны Н.М. Страхову и Д.С. Коржинскому, оба ученых исходили лишь из негативных аргументов. Мнение Д.С. Коржинского основано на отсутствии метасоматической зональности и связи с интрузивами у месторождений магнезита, что вполне подтверждается при их детальном изучении. Позиция Н.М. Страхова обусловлена установленным экспериментально и в естественных эвапоритовых сериях отсутствием поля кристаллизации магнезита при обычных условиях. В процессе нормальной эвапоризации магнией высаживается лишь на заключительной стадии в виде калийно-магнезиальных солей, и значительные концентрации магнезита в ассоциации с ангидритом возникают только при регрессивном галометаморфизме сульфатной рапы в результате подтока пресных гидрокарбонатных вод. Для массовой садки магнезита на досульфатной стадии нужно искать иное объяснение.

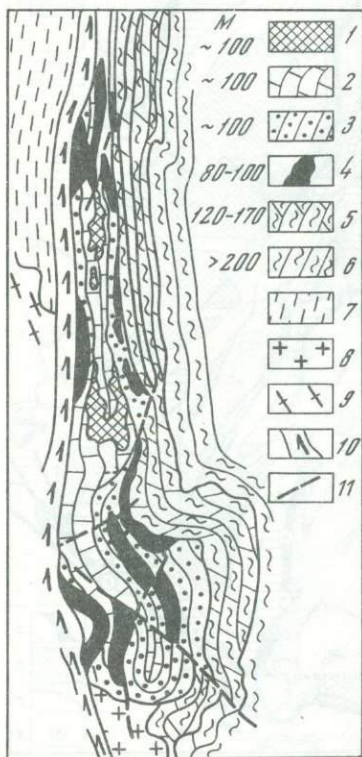
Как механизм образования (хемо- и кластогенный), так и источник Mg зримо запечатлены в недавно описанных кайнозойских лимнических догалоидных магнезитах наложенных тафрогенных впадин Кубы, Балкан и Малой Азии. В неогеновых балканомалоазиатских месторождениях присутствует гидромагнезит (встречающийся и в древних галогенных толщах). Для современных осадков периодически осушающихся лагун и древней коры выветривания установлено его перерождение в магнезит [8], что в пол-



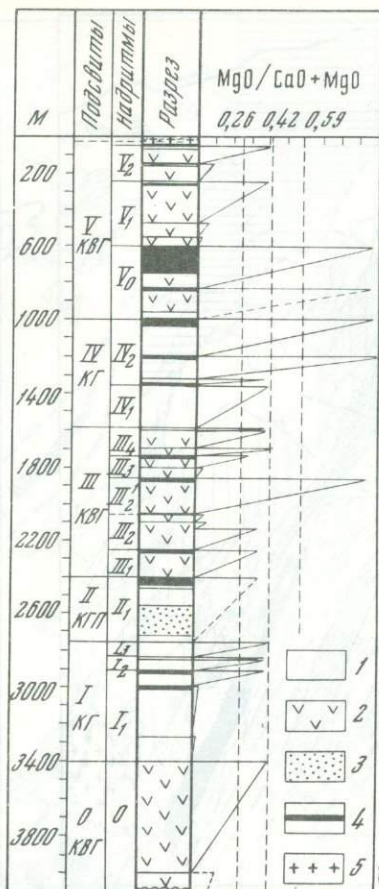
Фиг. 1. Седиментационная брекчия и послойное распределение тонких сгустков пелитоморфного магнетита (белое) в доломите. Сафонихинское месторождение, Малый Хинган



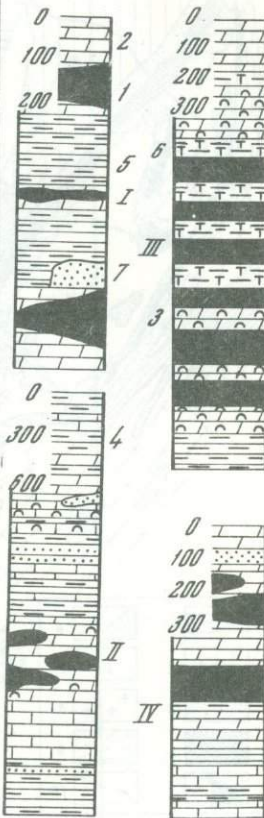
Фиг. 2. Вариации химического состава в разрезе метакарбонатной подсвиты мурандавской свиты (скв. 8 Центрального месторождения брусита, Малый Хинган), по данным систематического опробования (Al-Al₂O₃ по 12 полным анализам штуфов); колонка без масштаба, указаны мощности горизонтов и ритмов, Б - бруситы, О - офикальциты, Pog - роговик, С - скарноиды, Ср - серпентиниты



Фиг. 3



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 3. Схема геологического строения и разрез (1-6) Савинского месторождения магнетита, Восточный Саян (по А.Ф. Шербакову с изменениями)

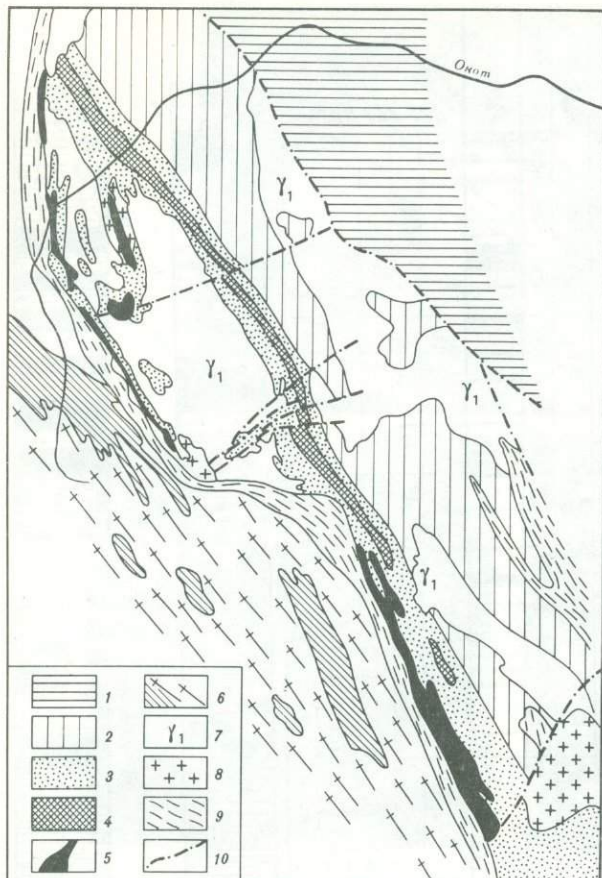
1-6 - Камчадалская свита PR_1 (сверху вниз): 1-3 - магнетиты крупнокристаллические ($MgO \sim 46\%$) (1), среднезернистые плитчатые ($MgO \sim 45\%$), (2) полосчатые ($MgO \sim 40\%$) (3); 4 - амфиболиты и хлоритовые сланцы (метабазитвулканиты); 5 - переслаивание доломитов и хлоритовых сланцев; 6 - ритмическое переслаивание биотитовых, хлоритовых и доломитовых сланцев (метамagneзиофлишоиды); 7 - биотит-амфиболовые гнейсы бурхутуйской свиты PR_1 ; 8 - гранитоиды саянского комплекса PR_2 ; 9 - гнейсограниты онотского комплекса γPR_1 ; 10 - катаклазиты Алагинского разлома; 11 - тектонические нарушения (показаны немногие)

Фиг. 4. Ритмолитологическое расчленение горанской свиты докембрия Юго-Западного Памира

Литоология: 1 - биотитовые гнейсы, 2 - роговообманковые гнейсы и амфиболиты, 3 - кварциты, 4 - мраморы и магнезиальные скарноиды, 5 - породы хорогской свиты. Индексы подсвит: К - карбонатно-, В - вулканогенно-, Г - глинистая (пелитовая), П - песчаная (псаммитовая). Выделены уровни магнезиальности карбонатов: 0,26 для состава $CaCO_3 \cdot CaMg(CO_3)_2$; 0,42 - доломитовый $CaMg(CO_3)_2$; 0,59 для состава $MgCO_3 \cdot CaMg(CO_3)_2$

Фиг. 5. Литологические разрезы месторождений магнетитов

I - Семibrатское, Башкирское поднятие (по К.И. Старикову) II - Удерейские, Енисейский Край (по Г.И. Кириченко), III - Маньчжурские, Китай (по Х. Нишихаре), IV - Джосхигаон-Чаупата, Индийские Гималаи (по К.С. Валдийя); 1 - магнетит, 2 - доломит; 3 - то же со строматолитами, 4 - известняк, 5 - хлоритовые сланцы, 6 - тальковые сланцы, 7 - песчаники и кварциты



Фиг. 6. Схема геологического строения Онотско-Савинского магнетитоносного поля [12]

1 – мотская свита венда; 2–6 – нижний протерозой: 2 – свита Соснового Байца (кварциты, частично железистые, различные сланцы), 3–5 – камчадальская свита: 3 – амфиболиты, 4 – доломиты, 5 – магнетиты; 6 – гнейсы бурхутуйской свиты; 7 – гранитоиды саянского комплекса; 8 – гнейсограниты онотского комплекса; 9 – катаклазиты; 10 – тектонические нарушения

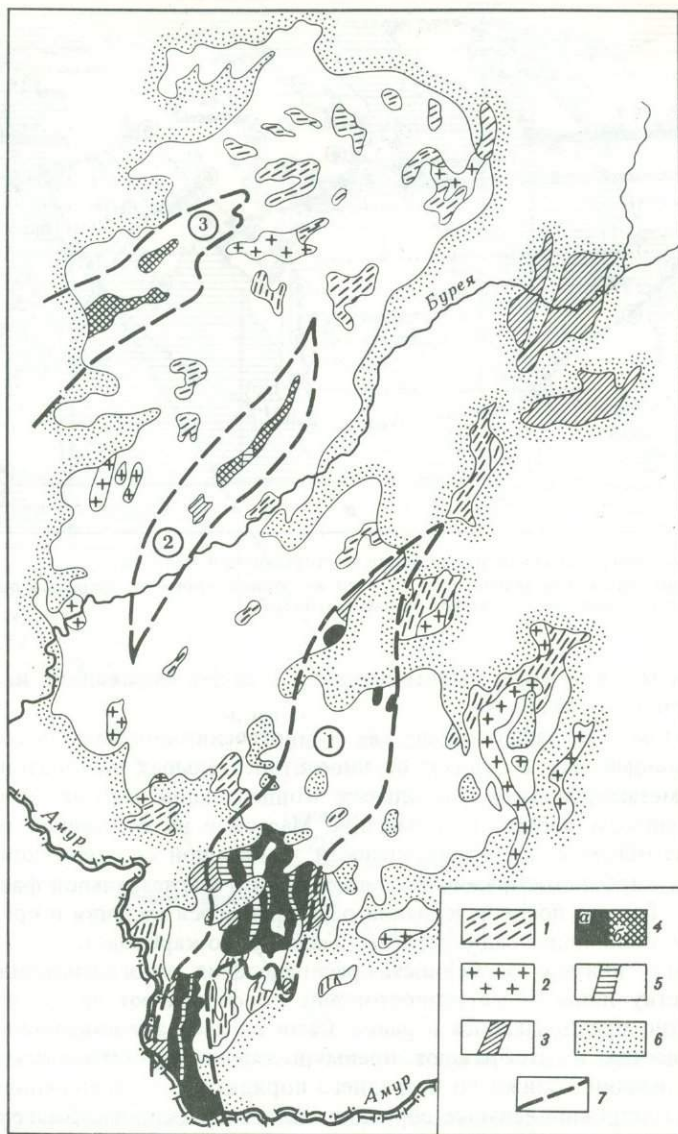


Фиг. 7. Схема геологического строения юго-восточной части Красноярского Заангарья [11]

1 – фанерозойские породы; 2–6 – рифейский комплекс: 2 – ослянская серия (известняки, доломиты, песчаники, гематитовые гравелиты), 3 – верхняя и 4 – нижняя тунгусские подсерии (сланцы, песчаники, известняки, доломиты), 5 – магнетитоносная аладинская доломитовая свита сухопитской серии, 6 – нижние терригенные свиты сухопитской серии; 7 – тектонические нарушения; 8 – магнетитовые месторождения

ном соответствии с экспериментальными данными позволяет понять седиментационно-диагенетический механизм образования хомогенного осадочного магнетита вообще, а также частные метасоматические взаимоотношения магнетитов и доломитов, аналогичные наблюдающимся у доломитов и известняков. Связь тафрогенных магнетитоносных отложений с разрывом древней коры выветривания, развитой на непосредственно окружающих впадины гипербазитах, показана учеными ИГЕМ – в Сербии В.П. Петровым [3], а на Кубе – В.И. Финько и И.З. Коринько [9]. Так, разрез месторождения Рединсон на Кубе фокусно симметричен профилю коры выветривания и снизу вверх здесь присутствуют охры, нонтрониты, керолитизированные серпентиниты и пелитоморфные магнетиты, частично явно кластогенные.

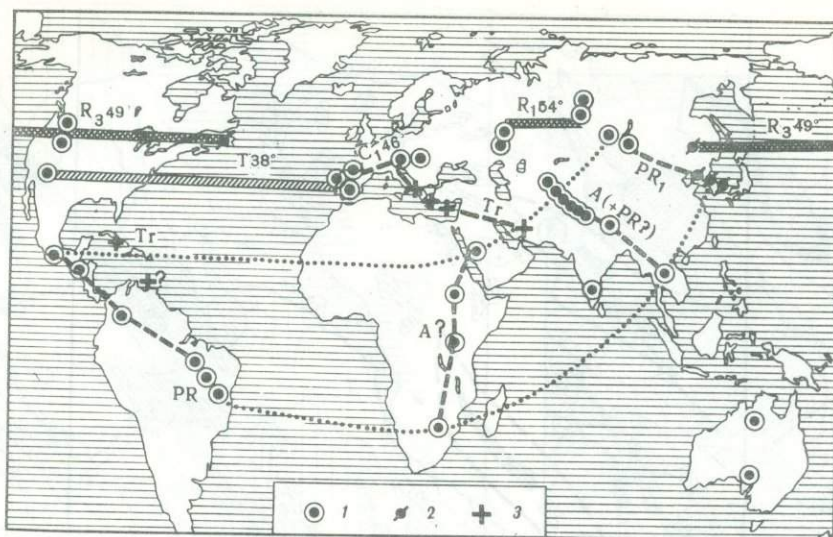
На месторождениях древних миогеосинклинальных магнетитов прямые связи с источником магния разорваны при последующем тектогенезе. Однако в низах их раз-



Фиг. 8. Реликтовые байкалидные синклиории Буреинского массива

Цифры в кружках: 1 – Сутыро-Амурский (Малохинганская брусит-магнетитоносная провинция); 2 – Мельгинский; 3 – Ульмайский. Белое поле внутри контуров обнаженной части массива – фанерозойские интрузивные породы; 1–5 – байкалидные формации: 1 – эвгеосинклинальная вулканогенно-терригенная (амурская серия), 2 – гнейсовидные граниты γ PR₁; 3–5 – рифейская миогеосинклинальная хинганская серия: 3 – формация переотложенных продуктов алюмосилицитной коры выветривания (союзненская свита); 4, 5 – туфогенно-карбонатная магнетитоносная надформация: 4a – дитурская, игинчинская и мурандавская (продуктивная) свиты, 4б – аналоги мурандавской свиты в непродуктивных структурах, 5 – кремнисто-карбонатная Fe и Mn-носная формация (рудоносная и лондоковская свиты); 6 – мезокайнозойские отложения; 7 – контуры байкалидных синклиориев

резов установлена обильная базитовая тефра [7], свидетельствующая о напряженном вулканизме на близлежащей суше, а выше магнетитов появляются концентрации хемогенного кремнезема, железа, марганца [1]. Этот ряд (Mg – Si – Fe – Mn), отвечающий уменьшению подвижности элементов в апобазитовой коре выветривания, позволяет связывать миогеосинклинальные магнетиты, в отличие от тафрогенных, уже



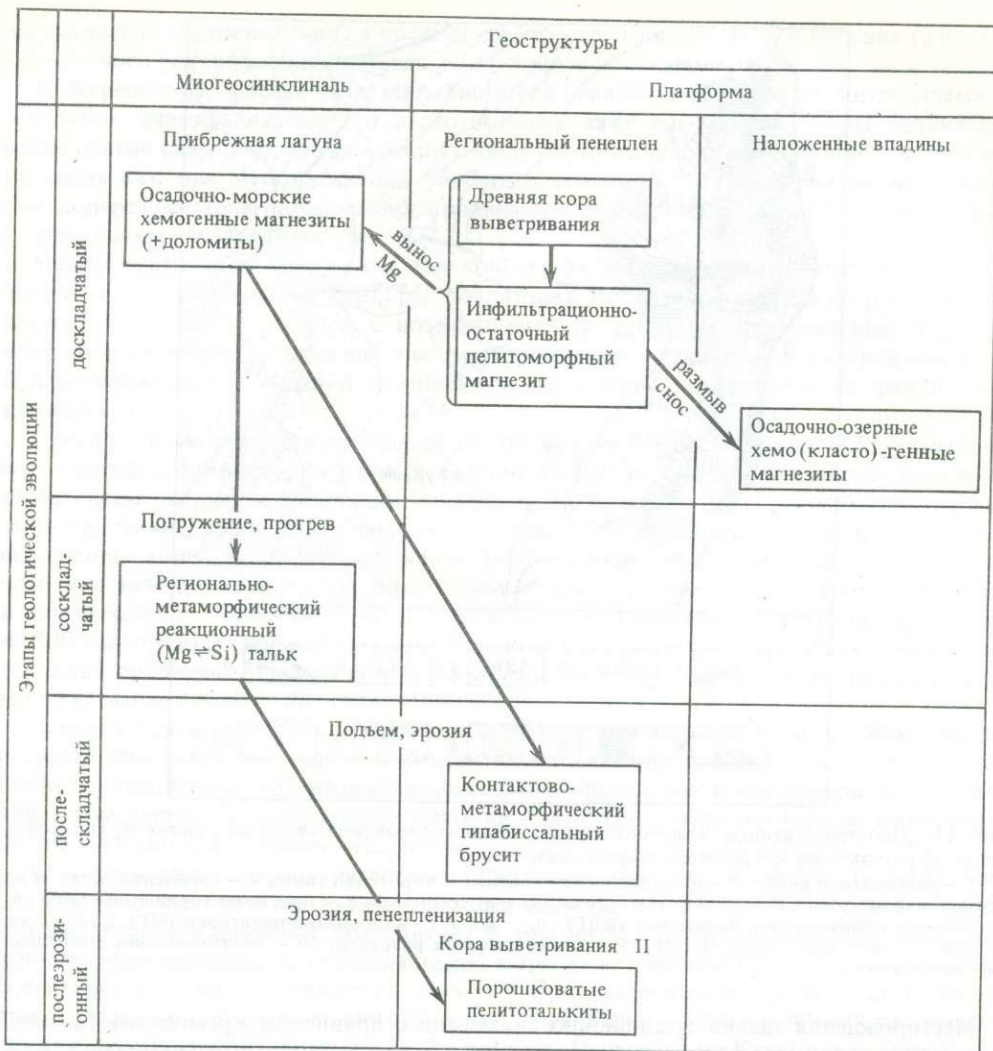
Фиг. 9. Глобальное географическое размещение месторождений магнетита

1 — миогеоинклинальные магнетиты; 2 — то же, ориентировкой штрихов показано простира-
ние, не совпадающее с поясом; 3 — тафрогенные магнетиты

не с размывом готовой коры выветривания, а с ее формированием на продуктах фи-
нального базитового вулканизма.

Таким образом, как тафрогенные, так и миогеоинклинальные магнетиты, ассоци-
ирующиеся с доломитами, в отличие от эпиконтинентальных эвапоритоидных, обуслов-
лены не галометаморфизмом рассольных концентраций магния, а стимулированы
внешним источником избыточного магния. Массовое их отложение также представ-
ляет нарушение обычной последовательности хомогенной седиментации, в которой на
ранних стадиях карбонатообразования максимально магнезиальной фазой может быть
лишь доломит. Только после исчерпания осаждающегося кальция и при наличии избы-
точного магния происходит садка мономагнезиального карбоната.

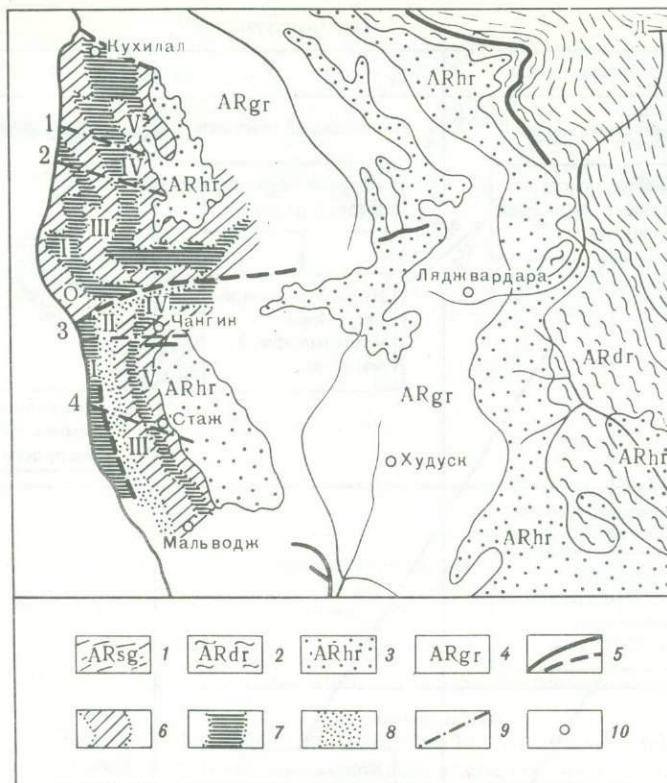
Перечисленные вначале особенности распределения миогеоинклинальных магне-
зитов по существу лишь более разносторонне обосновывают их осадочную природу,
что неоднократно предполагалось и ранее. Сами по себе эти показатели не объясняют
источника вещества и отображают преимущественно пространственно-генетические
факторы локализации "ближнего и среднего порядков", определяющие внутриформа-
ционные и внутрипровинциальные вариации магнетитонности. Более общее значение
имеют установленные пространственно-временные причинно-генетические факторы
магнетитонности "дальнего порядка" — геоструктурные соотношения провинций
с питающими областями, условия широкой экспозиции на поверхности гипогенных
источников магния и проявления гипергенных процессов его дифференциального
извлечения и переотложения, объясняющие не только осадочный характер магнетитов,
но и спорадичность их массовой седиментации в благоприятной фациальной обстанов-
ке и, следовательно, позволяющие оценивать целые эпохи магнетитообразования. Дей-
ствительно, в неогене такие эпохи — среднерифейская, девон-карбоновая, триас-юрская
и палеоген-неогеновая грубо синхронны периодам массового базитового вулканизма на
континентах и, что особенно важно, глобальным эпохам мощного выветривания, впер-
вые установленным В.П. Петровым. В частности, крупнейшие месторождения сред-
нерифейских миогеоинклинальных магнетитов Башкирского поднятия (в том числе
Саткинские, мирового значения) и Енисейского Кряжа, по-видимому, связаны с форми-
рованием коры выветривания на синхронных трапах калтасинско-последетейского им-
пульса финального базитового магматизма. Для более древних времен такие соотноше-



Фиг. 10. Общий возрастной ряд магнезиальных полезных ископаемых

ния наметить трудно или даже невозможно, и столь специфические образования как гумидные сероцветные магнезитоносные формации, вероятно, можно использовать в качестве обратной связи — для реконструкции импульсов финального траппового магматизма и погребенных геоблоков его проявления.

Мономинеральные бруситы трактовались как продукты метасоматического переотложения магнезита по механизму фронта базификации при магматическом замещении доломитов. В противовес этому обоснованы их изохимическая природа и образование за счет древних магнезитов в наименее глубинных контактно-метаморфических фациях монтичеллитовых (спуррит-мервинитовой) и пироксеновых роговиков под воздействием насильственно внедрившихся гипабиссальных интрузивов [2, 7]. Такие бруситообразующие интрузивы, по данным их детального изучения в Буреинском массиве, не имеют какой-либо узкой геохимической специализации, но все представлены оксидными (гранитоидными) дериватами базальтовой магмы и относятся к типу теплопроводящих, что петрографически выражается в отсутствии интрагеллурической кристаллизации и оторочек закалки, а также в интенсивной ассимиляции в условиях несколько большей глубинности [7].



Фиг. 11. Пространственные взаимоотношения подцвет горанской свиты на участке Кухилал-Мальводж, по результатам корреляции опорных разрезов [7]

1 — шугнанская свита, 2 — друмдаринская свита, 3 — хорогская свита, 4 — горанская свита за пределами района расчленения, 5 — тектонические нарушения, 6—8 — подцветы горанской свиты: 6 — карбонатно-вулканогенно-пелитовые (КВГ): 0, III, V; 7 — карбонатно-пелитовые (КГ): I, IV; 8 — карбонатно-пелит-псаммитовая (КТП); 9 — линии опорных разрезов; 10 — месторождение магниезильных ископаемых

Месторождения талька традиционно связывали с привнесом кремнезема (а иногда и магния) из гранитной магмы или с региональным магниезильным метасоматозом. В противовес этому обосновано положение о реакционном образовании талька на контактах магниезильных и алюмосиликатных преимущественно парапород в процессе складчатости и регионального метаморфизма в интервале условий от ступени аспидных сланцев до пироксен-амфиболитовой (дистеновых гнейсов) фации [4]. После подъема, эрозии и денудации в коре выветривания за счет первичных тальцитов в результате выщелачивания примесей и дезинтеграции образуются особо ценные естественно дисперсные пелитоталькиты.

Таким образом, магниезильные ископаемые в геологической эволюции магниезильных комплексов взаимно обусловлены и укладываются в единый обобщенный возрастной ряд (фиг. 10).

Изложенная общая концепция и вытекающие из нее региональные критерии используются при прогнозировании магниезильных ископаемых, которое можно проиллюстрировать на примерах разного масштаба.

В горанской свите докембрия Юго-Западного Памира предполагалось распространение метасоматических магниезитов по всему разрезу мощностью 4 км. Однако при детальном ритмолитологическом расчленении свиты выяснилось, что в действительности они приурочены лишь к верхам трех крупных ритмов (фиг. 4). В результате этого расчленения свиты и корреляции детальных опорных разрезов в регионе выделе-

ны узкие перспективные зоны в пределах распространения III, IV и V подсвит (фиг. 11), что во много раз сокращает площадь, подлежащую поискам.

В Буреинском массиве, чрезвычайно насыщенном наложенными интрузивами, в результате палеофациального и палеотектонического анализа выделены реликтовые байкальские синклиории, из которых лишь один благоприятен для поисков магнетита, тогда как для месторождений брусита в его пределах благоприятны долгоживущие поперечные зоны повышенной проницаемости поздних интрузивов, приуроченные к ундуляциям синклиория (фиг. 8).

Мелкомасштабным прогнозом тальконосности на основе пятимиллионных тектонической и геологической карт [4] территория СССР подразделена на регионы трех категорий: бесперспективные, с возможным присутствием месторождений, благоприятные для их поисков. Все известные месторождения и крупные проявления оказались в благоприятных регионах и комплексах, выделенных независимо от фактической тальконосности.

Прогноз тальконосности подтвердился открытием крупнейшего в СССР промышленного Алгуйского месторождения в Горной Шории и, что особенно показательно, — выявлением огромной провинции Западного Прибайкалья [6] с многомиллиардными запасами талька, полностью совпадающей с особо благоприятным регионом, выделенным вполне априорно, поскольку какие-либо сведения о его тальконосности отсутствовали и в нем нет интрузивов, необходимых для образования месторождений талька в соответствии с прежними представлениями. Непрерывно протягивающийся здесь на 500 км горизонт тальцитов мощностью до 70 м из-за обильной примеси органического вещества ошибочно принимали за углисто-серицитовые сланцы и даже использовали в качестве маркирующего при геокартировании.

Прогноз бруситоносности Буреинского массива подтвердился как отрицательными результатами поисковых работ в контактах магнетитоносной толщи с батолитоподобными складчатými гранитоидами абиссальной фации, так и открытием месторождений в намеченных благоприятных зонах на контактах с мелкими насильственно внедрившимися гипабиссальными массивами.

В соответствии с предварительным прогнозом магнетитоносности на территории СССР можно предполагать наличие, помимо известных докембрийских, также фанерозойских седиментационных магнетитов. В том числе: 1) миогеосинклинальных, связанных с формированием эпикавказской коры выветривания в Забайкалье и Верхнем Приамурье и таких же эпикавказских — в Приднестровском прогибе; 2) тафрогенных, связанных с размывом эпигерцинской коры выветривания в юрских отложениях Днепровско-Донецкой впадины, в Закавказье, Центральном Казахстане, Тургайском прогибе, а также в грабен-синклиналях зоны Восточно-Уральского глубинного разлома. В последней уже известны проявления континентального магнетита, что позволяет надеяться на правильность наших прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев В.И., Смолин П.П. Ритмолитология и магнетитоносность горанской свиты в докембрии Юго-Западного Памира. — В кн.: *Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия*. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1980, с. 126—134.
2. Кузьмин В.С., Онихимовский В.В., Смолин П.П. Брусит — новое высокомагнетизальное полезное ископаемое. — В кн.: *Новые виды неметаллических полезных ископаемых*. М.: Наука, 1975, с. 25—36.
3. Петров В.П., Ваканяц Б., Йоксимович Д. и др. Магнетитовые месторождения Сербии и их генезис. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1979, № 2, с. 83—98.
4. Смолин П.П. Закономерности размещения месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька. — В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 6, с. 493—548.
5. Смолин П.П. О природе взаимозависимостей состава, свойств, генетических типов руд и промышленных характеристик талька. — В кн.: *Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии*. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 257—277.

6. Смолин П.П. Апоноколитовые талькиты Предбайкалья и схема классификации регионально-метаморфических тальконосных провинций. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 3, с. 684–687.
7. Смолин П.П. Петрохимия магматических пород бруситовых месторождений Хингана. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978, с. 124–194.
8. Смолин П.П., Зиборова Т.А. Стехиометрия и конституционные соотношения водных карбонатов магния. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977, с. 217–313.
9. Финько В.И., Корин И.З., Формель-Кормина Ф.О. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 114–134.

УДК 553.6.535.666.189.2

В.В. НАСЕДКИН

ПЕТРОЛОГИЯ ВОДОСОДЕРЖАЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ, ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИХ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ И ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Последние двадцать лет ознаменовались широким развитием научно-исследовательских работ по изучению вулканического стекла. В этих работах участвовали специалисты из различных областей науки и техники — геологи, геохимики, петрографы, минералоги, химики и технологи. Многочисленные исследования показали, что результаты изучения вулканических стекол могут иметь весьма важное значение для развития многих смежных дисциплин геологии. Значительны также успехи в практическом применении вулканического стекла — в строительстве, химической промышленности, пищевой промышленности и сельском хозяйстве. В данное время наметилась отчетливая связь между теоретическими исследованиями вулканического стекла и возможностями использования результатов теоретических исследований на практике.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА

Крупные скопления главных разновидностей кислых вулканических стекол — перлитов и обсидианов — пространственно и генетически связаны с районами кислого вулканизма. Выделяются следующие области кислого вулканизма, для которых характерны различия в составе продуктов вулканизма и масштабах его проявления: океанические острова, островные дуги, вулканические пояса окраин континентов, внутриконтинентальные вулканические зоны.

Для океанических островов (Пасхи, Сэндвичевы, Вознесения и др.) характерна приуроченность кислого вулканического стекла к небольшим по масштабам экструзивным куполам и дайкам, осложняющим более крупные вулканические аппараты, сложенные базальтовыми лавами и их пирокластами. Для вулканических стекол океанических островов характерен существенно натриевый состав и относительно низкое содержание воды [8, 11].

Главные особенности локализации вулканических стекол, приуроченных к островным дугам, могут быть рассмотрены на примере Камчатки. Кислые вулканы, как правило, находятся в центральных частях древних вулканических структур типа кальдеры. Вулканические породы, слагающие стенки кальдер, обычно имеют андезитовый состав. Кислые породы образуют экструзивные купола и трещинные экструзии, от которых могут ответвляться потоки. Химический состав перлитов не только натриевый, но и калиево-натриевый. Масштабы вулканических тел, как правило, невелики — первые миллионы кубометров [4, 9, 11].

Вулканические стекла, залегающие среди эффузивных пород окраинно-континентальных поясов, могут быть рассмотрены на примере Охотско-Чукотского и Восточно-

Сихотэ-Алинского вулканических поясов [7]. Здесь кислые породы участвуют в образовании сложно дифференцированных вулканических комплексов, в которых наблюдается последовательная смена пород от базальта и андезита до дацита и риолита. Кислому вулканизму обычно предшествует интенсивный андезитовый вулканизм. Вулкано-тектонические структуры к которым приурочены вулканические стекла, являются наложенными по отношению к региональным структурам андезитового вулканизма. Для поясов, обрамляющих окраины континентов, характерно весьма широкое распространение пирокластических игнимбритовых образований. Важные в промышленном отношении тела вулканического стекла представлены дайками, краевыми зонами экструзивных куполов и небольшими по размеру потоками. По составу перлиты калиево-натриевые, хотя встречаются тела натриевых и калиевых перлитов, причем калиевые эффузивы обычно связаны с наиболее поздними этапами развития вулканизма. Породы, образующие вулканические структуры и субвулканические тела, как правило, изменены — цеолитизированы. Характерна связь вулканических стекол с зонами цеолитизации, поэтому перлиты содержат значительное количество вторичной воды (до 5—6 вес.%). По масштабам месторождения перлита невелики — запасы в них перлита измеряются первыми десятками миллионов кубометров.

Зоны вулканической активизации внутри континентов подразделяются на два типа: а) зоны посторогенного вулканизма и б) зоны эпиплатформенного вулканизма.

а) В пределах СССР к кайнозойским зонам посторогенного вулканизма относятся Закарпатье и Закавказье, к более древним зонам — Казахстан, Средняя Азия и южная часть Западной Сибири. Кислый вулканизм обычно связан с посторогенной стадией развития складчатой области. Кислые эффузивные породы и, в частности, вулканические стекла образуют крупные массивы и комплексы весьма сложного строения. Перлиты занимают краевые зоны потоков и экструзивных куполов и достигают крупных размеров: длина потоков 5—7 км, поперечные размеры экструзивных куполов могут составлять 1—3 км. По составу вулканические стекла калиево-натриевые и имеют отчетливо выраженную пористую текстуру. Содержание в перлите воды не превышает 3—5%. С зонами посторогенного вулканизма в СССР и в мире связаны наиболее значительные по масштабам месторождения перлитового сырья. Запасы перлита в них исчисляются сотнями миллионов кубометров [6, 11].

б) Месторождения вулканического стекла могут быть приурочены к зонам эпиплатформенного вулканизма. В СССР к этому типу относятся месторождения вулканических стекол Забайкалья. В Забайкалье проявления кислого вулканизма связаны с разломами, ограничивающими тектонические впадины и рифтовые зоны. Месторождения перлита приурочены к позднемезозойской фазе развития вулканизма в этом регионе. Кислый вулканизм здесь развивается на фоне субщелочного вулканизма. Перлиты относятся к калиево-натриевым образованиям. Характерно преобладание калия над натрием. Вулканические стекла и перлиты, в частности, образуют потоки и экструзивные купола, достигающие весьма значительных размеров и составляющие, например, Мухор-Талинское, Холинское и другие месторождения. Кислые вулканические породы, участвующие в образовании сложно дифференцированных вулканических комплексов, изменены вторичными процессами и в большинстве случаев цеолитизированы. На месторождениях перлита наблюдаются постепенные переходы вулканических стекол в цеолитовые породы. Содержание воды в перлитах составляет 6—9%.

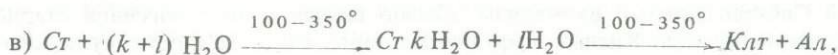
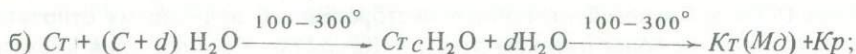
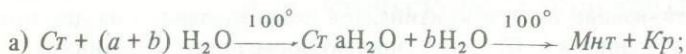
ОСНОВНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ ПЕРЛИТОВОГО СЫРЬЯ

В зависимости от условий образования все разновидности перлитовых пород можно разделить на две группы: первичные и вторичные перлиты. К первичным перлитам относятся те разновидности вулканического стекла, в которых вода имеет первичное происхождение. Первичные перлиты образуются при остывании вулканических тел: потоков, куполов и даек. Перлитовые стекла, как правило, образуются за счет перераспределения и накопления воды в зонах пониженных давлений и температур. В связи с тем что

внутреннее давление паров воды в пластичном стекле часто превышает внешнее давление, первичные перлиты в большинстве случаев обладают пористостью или пемзовидностью. Однако в краевых частях даек на некоторой глубине могут образовываться массивные разновидности первичного перлита. Содержание воды в стекле дайковых тел регулируется теми давлениями и температурами, при которых происходит застывание расплава и образование стекла. Пористые перлиты имеют низкую механическую прочность. Они приурочены главным образом к районам молодой вулканической деятельности, где относительно незначительно проявлены выветривание и денудационные процессы.

В отличие от первичных во вторичных перлитах некоторая часть воды имеет вторичное происхождение. Попадая на небольшую глубину, не превышающую десятков или первых сотен метров, маловодное стекло (обсидиан или перлит с низким содержанием воды) подвергается вторичной гидратации, которая происходит при относительно низких температурах (100–350°) и давлениях (10–500 атм). В зависимости от Т, Р и рН среды при длительной гидратации стекло начинает замещаться такими вторичными минералами, как гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, цеолиты.

Следовательно гидратация вулканического стекла может происходить: а) в зоне монтмориллонитизации, б) в зоне цеолитизации, в) в зоне каолинизации.



где *St* — первичное стекло с низким содержанием воды; *a, b, c, d, k, l* — количество молекул воды; *Mnt* — монтмориллонит; *Mд* — морденит; *Kt* — клиноптилолит; *Kp* — кристобалит; *Klt* — клиноптилолит; *Al* — каолинит.

В зависимости от того, в каких условиях происходят гидратация стекла и образование перлита, в нем могут в виде примесей присутствовать такие вторичные минералы, как цеолит (морденит, клиноптилолит), каолинит, гидрослюда и монтмориллонит.

Качество перлитового сырья в значительной степени зависит от того, к какому типу (первичному или вторичному) относится та или иная разновидность вулканического стекла.

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА

Вулканическое стекло образуется при закалке излившегося на поверхность магматического расплава. Если магматический расплав охлаждается на глубине, то он кристаллизуется с образованием гранита. При этом происходит отделение летучих компонентов, вместе с которыми, как известно, во вмещающие породы мигрируют и металлы, такие как *Be, Sn, Mo, Bi* и др.

Если магма содержала то или иное количество металлов, то после закалки на поверхности они остаются в стекле. Причем концентрация металлов в стекле зависит от концентрации этих металлов в первичном расплаве [6]. Поэтому важное металлогеничес-

Содержания *Be, Sn, Pb* в стекле из даек некоторых районов СССР, г/т

Элемент	Кларк, г/т	1	2	3	4	5
<i>Be</i>	5,5	3/50	4/5	—	He опр.	3/37
<i>Sn</i>	3,0	1/60	10/5	18/5	10	2/37
<i>Pb</i>	20,0	20/50	50/5	30/2	20	10/37

1 — верховья р. Ола; 2 — бассейн рч. Дикий; 3 — верховья р. Тальян; 4 — пос. Индустриальный, гранит-порфир из рудной зоны (1–4, Северо-Восток); 5 — первичный перлит горы Бархатной, Камчатка. В знаменателе — число образцов.



Фиг. 1. Микровакуоли в вулканическом стекле. Увел. 35 000. Суспензия
Видны кристаллики галита и сильвина, образовавшиеся при кристаллизации раствора

кое значение могут иметь региональные геохимические исследования по распределению металлов в стеклах того или иного рудного района. Поясним это на примере дайковых стекол одного из оловорудных районов Северо-Востока.

Район сложен преимущественно кварцевыми порфирами верхнего мела, которые прорваны интрузией гранит-порфиров и субвулканическими телами риолитов и кислых вулканических стекол — перлитов. Последние образуют дайки, секущие гранит-порфиры и более ранние риолиты. В таблице приведены результаты количественных определений концентрации металлов в стекле из даек данного района и других оловорудных районов Северо-Востока (ан. 2—4). Дайки (ан. 2,3) являются дорудными. Образование их связано с одной из последних фаз магматической деятельности в этом районе. В стекле равномерно рассеяно олово, содержание которого в 3—6 раз превышает кларковые количества (по А.П. Виноградову). В районах 1 и 5 (см. таблицу) оловорудные месторождения неизвестны.

В перлитах, содержащих повышенные концентрации олова, при электронно-микроскопическом исследовании обнаружены тончайшие включения, заполненные концентрированным раствором NaCl и KCl.

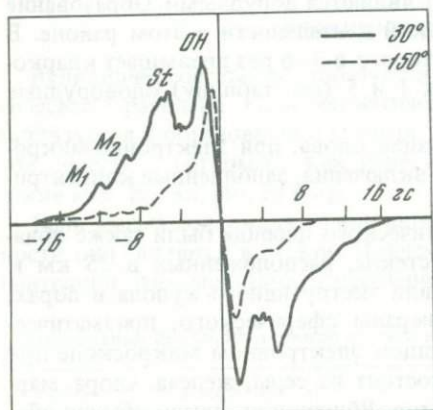
Включения в стекле мельчайших капель магматического флюида были также обнаружены в поверхностных телах вулканического стекла, расположенных в 35 км к северу от г.Еревана. В обсидиане, взятом из кровли экструзивного купола в порах, заполненных улекислым газом, обнаружены минералы сферического, призматического и неправильного габитуса [11]. На сканирующем электронном микроскопе при помощи микроанализатора установлено, что они состоят из серы, железа, хлора, марганца и других металлов и легколетучих компонентов. Вблизи пор стекло обычно обогащено хлором и серой. При исследовании под электронным микроскопом суспензии обсидиана в стекле были обнаружены многочисленные вакуоли, заполненные концентрированными растворами NaCl и KCl. При приготовлении препарата некоторые вакуоли были вскрыты и заключенный в них раствор вылился. Под электронным микроскопом удалось наблюдать кристаллизацию растворов с образованием кристалликов галита и сильвина (фиг. 1).

В промышленности вулканическое стекло используется во вспученном состоянии. Перлиты вспучиваются в специальных печах при температуре 1000–1150°. Вспучивание происходит за счет выделения воды, определенным образом связанной в вулканическом стекле. Для того чтобы иметь возможность управлять технологическим процессом, необходимо знать, в какой форме вода присутствует в вулканическом стекле.

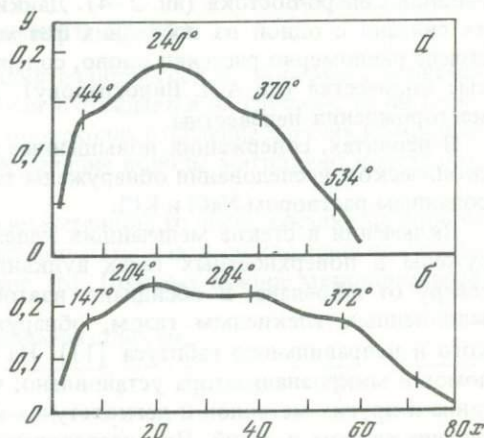
При помощи метода ПМР в перлите были установлены три типа воды и гидроксил (фиг. 2). Результаты этих исследований нашли подтверждение при изучении перлитов и обсидианов методом дифференциального термогравиметрического анализа. На фиг. 3 видно, что при нагревании вода из перлитов выделяется в четыре этапа. До температуры 200° происходит освобождение низкотемпературной воды. Эта вода не связана с каркасом стекла и названа нами легкоподвижной водой (M_1). В температурном интервале от 200 до 250° выделяется вода, вероятно, слабо связанная с каркасом стекла. Если первый тип воды – легкоподвижная вода – заполняет пустотки молекулярного размера, то вода второго типа, вероятно, выстилает их стенки. Вода второго типа умеренно подвижная (M_2). При более высоких температурах 250–400° выделяется вода, молекулы которой химически связаны со структурой стекла. По-видимому, вода этого типа координирует в стекле такие катионы, как Na, K, Fe и др. Химически связанная вода названа нами структурной – St. Выделение гидроксила происходит при температуре выше 500°. Однако механизм дегидратации стекла более сложный, чем это можно представить на основании данных об изменении веса образца при нагревании.

Инфракрасные спектры показывают, что до 500° параллельно с выделением воды происходит и ее перераспределение (фиг. 4). Вода типа M_1 и M_2 частично диффундирует в стекло, образуя химически связанную воду. Переход воды из одного состояния в другое может быть осуществлен в промышленных условиях путем обжига перлитового сырья при температуре 350–400°. В перлите увеличивается количество химически связанной воды, и за счет этого улучшаются его технологические свойства.

Увеличение в стекле количества химически связанной воды может быть вызвано ионообменными реакциями. Например, замещением K на Na. Ионный радиус Na^{+1} 0,95 Å; ионный радиус K^{+1} 1,33 Å. При ионообменной реакции $Na \rightarrow K$ освобождается дополнительное пространство, которое может замещаться молекулами воды. Природные существенно натриевые стекла характеризуются более высоким содержанием воды

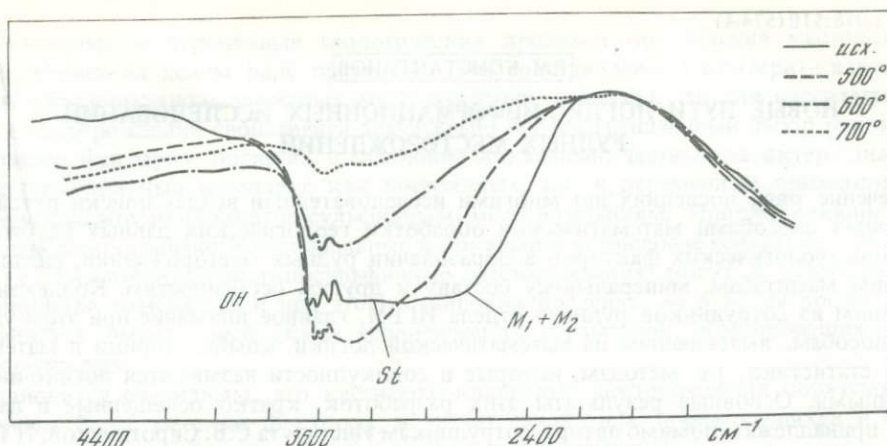


Фиг. 2. Спектры ПМР. Обр. Э-200. M_1 – легкоподвижная вода, M_2 – умеренно подвижная вода, St – структурная вода, OH – гидроксил, снят А.М. Бондарем



Фиг. 3. Кривые нагревания перлита, полученные методом модифицированного термогравиметрического анализа

а – обр. 600, перлит, р. Яна, Северо-Восток; б – обр. ДК-4, перлит, руч. Дикий, Северо-Восток



Фиг. 4. ИК-спектры дайкового перлита. Обр. Э-200, р. Правая Хета, Северо-Восток

по сравнению с калиево-натриевым и несколько более высокой вспучиваемостью. Изменение первичного соотношения щелочей в стекле может быть связано с вторичным изменением стекловатой породы. Вдоль трещин образуется стекло с низким содержанием щелочей. В некоторых случаях К и Na замещаются цезием. При этом образуются стекла, содержащие в среднем 1% Cs_2O . Цезиевые стекла следует рассматривать как сырье на цезий. В процессе ионообменных реакций могут образовываться существенно Са-перлиты [1]. Вспученный перлит, в котором ОН искусственно замещен металлом, обладает высокими каталитическими свойствами. С каталитическими свойствами вулканического стекла связаны многие области его промышленного использования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисовский С.Е. Изучение микрохимической неоднородности кислых водосодержащих стекол методом локального рентгеноспектрального анализа. — В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981, с. 140–182.
2. Голубков В.В., Марский И.М., Органова Н.И. Малоугловое рассеяние рентгеновских лучей на обсидианах. — В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981, с. 201–206.
3. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геология и геохимия кислых вулканических стекол Исландии. — В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981, с. 91–96.
4. Горшков А.И., Наседкин В.В., Фролова К.Е., Мохов А.В. Электронно-микроскопическое изучение неоднородности вулканических стекол. — В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981, с. 194–200.
5. Зиборова Т.А. Состояние воды и гидроксила в природных стеклах по данным ИК-спектроскопии. — В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981, с. 177–186.
6. Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М. Геохимические особенности перлитов месторождений Армянской ССР. — В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981, с. 97–113.
7. Коренбаум В.С., Попов С.А., Свининников И.Н. Вулканические стекла Приморья. — В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981, с. 70–74.
8. Кренделев Ф.П. Остров Пасхи (геология и проблемы). — Тр. Геол. ин-та Бурят. фил. СО АН СССР, 1976, вып. 3, 96 с.
9. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 225 с.
10. Мурдмаа И.О., Безруков Г.Л., Зенкович Г.Л. и др. Извержение подводного вулкана Митис в архипелаге Тонга и его влияние на осадкообразование. — Докл. АН СССР, 1968, т. 185, № 5, с. 1149–1152.
11. Наседкин В.В. Петрогенезис кислых вулкаников. М.: Наука, 1975. 207 с.

НОВЫЕ ПУТИ ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В течение ряда последних лет многими исследователями велись поиски путей, позволяющих способами математической обработки геологических данных глубже понять роль геологических факторов в образовании рудных месторождений, различных по своим масштабам, минеральному составу и другим особенностям. Коллективом, состоящим из сотрудников рудного отдела ИГЕМ, главное внимание при этом уделялось способам, вытекающим из математической логики, комбинаторики и математической статистики, т.е. методам, которые в совокупности называются логико-информационными. Основные результаты этих разработок, кратко освещенные в данной статье, принадлежат, помимо автора, сотрудникам Института С.В. Сиротинской, Н.Г. Демидовой, И.А. Чижовой, Р.Х. Бахтееву, И.М. Платоненко. В подготовке геологических материалов широкое участие принимали специалисты из организаций Академии наук и Министерства геологии СССР: ЦНИГРИ, ИМГРЭ, ВНИИзарубежгеологии, ДВГИ, ДВИМС и др.

Исследования велись в трех взаимосвязанных направлениях. Первое направление — это выявление постоянных и переменных геологических факторов образования эндогенных рудных месторождений; второе — логический анализ связей геологических факторов и третье — развитие математических методов классификации рудных месторождений.

Первое направление посвящено, как было сказано, постоянным и переменным геологическим факторам образования эндогенных рудных месторождений [5, 3].

При решении этой задачи, вытекающей из работ В.А. Кузнецова [6], Н.В. Петровской [7], Р.М. Константинова [2], доказывалось, что появление месторождений, обладающих определенными общими качествами, является процессом вероятностно-детерминированным. Это значит, что в каждом конкретном случае могут быть выделены устойчивые геологические признаки, т.е. такие, которые связаны с каким-либо конкретным изучаемым свойством группы месторождений: с их масштабами, формационным типом и т.д.

Устойчивые геологические признаки подразделяются на постоянные и переменные. Постоянные признаки присутствуют на всех месторождениях данной группы, однако их оказывается недостаточно для того, чтобы месторождения имели соответствующее свойство (например, значительные масштабы или определенный минеральный состав). Помимо них, необходимо присутствие еще нескольких устойчивых, но уже переменных признаков, сочетание которых оказывается разным для отдельных месторождений, принадлежащих к исследуемой группе.

Таким образом, получается геолого-информационная модель группы месторождений, состоящая из "ядра" — постоянных признаков, наличие которых обязательно, но недостаточно для образования этой группы, и "внешней сферы" — системы переменных признаков, каждый из которых в отдельности может отсутствовать, но без появления сочетания хотя бы части этих признаков, данная группа месторождений не возникает. Переменные признаки отражают тот диапазон изменений геологических условий, в пределах которого могут образоваться месторождения исследуемой группы.

Устойчивость переменных признаков оказывается весьма важной характеристикой и с других позиций. Определенные количественно, путем математических преобразований, значения устойчивости позволяют заменить применявшийся ранее при прогнозах информационный вес признаков, вычисленный с помощью тестов. Сумма устойчивостей признаков, судя по имеющимся данным, так же определяет принадлежность месторождения к прогнозируемому классу, как и тестовые веса. Однако подход с позиций устойчивости значительно сокращает время на необходимые математические операции.

Постоянные и переменные геологические признаки образования месторождений исследовались на целом ряде примеров. Так, сопоставление касситерит-кварцевых и касситерит-силикатно-сульфидных месторождений показало, что для касситерит-кварцевых месторождений свойственен значительно более ограниченный набор рудоконтролирующих факторов, носящих в основном локальный, частный характер. Значительно более обширный комплекс как постоянных, так и переменных признаков свойственен касситерит-силикатно-сульфидным месторождениям. Причем влияние на их образование оказывают и региональные и локальные устойчивые геологические признаки, т.е. касситерит-силикатно-сульфидные месторождения могут в каких-то своих особенностях изменяться и при этом в широких пределах, но в то же время должен сохраняться значительный объем геологических параметров, объединяющих все эти месторождения.

Становится очевидным, что касситерит-кварцевые месторождения образуются под влиянием более местных факторов, в значительной мере проявляющихся в связи с условиями становления конкретных гранитоидных массивов.

В то же время касситерит-силикатно-сульфидные месторождения ассоциируют с более региональными факторами, что делает обоснованным, в частности, постановку вопроса о связи их с более глубинными источниками, а также возможную полигенность этих источников.

Анализ постоянных и переменных факторов формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, выполненный по материалам ЦНИГРИ, показал, что для части объектов характерна, с одной стороны, связь с палеовулканическими структурами, а с другой, — влияние на них гранитоидных массивов. Не исключено, что и эти результаты также указывают на скрытую полигенность крупных колчеданно-полиметаллических месторождений.

Изучение геологических факторов, влияющих на масштабы ртутных месторождений Северо-Востока, выполненный путем математического исследования их устойчивости, привел к выводу, что формирование крупных месторождений происходит в обстановке интенсивной тектонической "преподготовки" [4]. Независимо от состава вмещающих толщ, характерна приуроченность к структурам положительного знака: горст-антиклиналям и горстам в областях контрастного сочленения антиклинорий с синклинорными зонами линейной складчатости. При этом крупные концентрации создаются в условиях относительной структурной закрытости системы рудоотложения, обусловленной структурными и структурно-литологическими экранами, а мелкие — в максимально открытой структурной обстановке.

Второе направление — анализ логических связей геологических факторов рудообразования — разрабатывалось в основном С.В. Сиротинской [8]. Оно основано на системном моделировании главных геологических факторов рудообразования путем логического анализа связей признаков месторождений. Дело в том, что изменчивость многих геологических признаков (как они названы выше — переменных признаков) заставляет искать такие пути математического изучения геологических данных, которые позволили бы выявить скрытые за разнообразными сочетаниями этих признаков главные факторы, приводящие к появлению крупных месторождений.

Был найден математический подход к проблеме, решено несколько конкретных задач. Первая из них — выявление геологических факторов, определяющих возникновение оловянных месторождений Комсомольского района. Математический аппарат был основан на анализе логических отношений между признаками (конъюнкций и дизъюнкций).

Путем логического анализа было доказано, что для образования крупных месторождений основную роль играет именно взаимодействие нескольких благоприятных факторов, а не просто их суммарный эффект.

По комплексам признаков, обладающих конъюнктивной связью, наметились следующие факторы, определяющие образование крупных оловянных месторождений:

- 1) наличие определенного оптимального интервала между уровнем максимального

рудотложения и скрытыми на глубине массивами гранитоидов повышенной основности;

2) наличие на глубине под месторождениями апикальных выступов массивов гранитоидов;

3) определенные типы смещений и физико-механическая неоднородность вмещающей толщи пород;

4) тектонический режим во время рудотложения, определивший амплитуды смещений по рудовмещающим трещинам порядка первых десятков метров.

Таким образом, основную роль в формировании оловянных месторождений Комсомольского района, судя по сочетаниям признаков, играли позиция подстилающих месторождения гранитоидов, состояние рудовмещающих и рудоподводящих структур, определяющее удаленность глубинных гранитоидов от места локализации рудоносных растворов.

Анализ взаимодействия факторов рудообразования позволяет ответить и на некоторые дискуссионные для Комсомольского района вопросы об источниках оловянного оруденения. Он свидетельствует в пользу ассоциации этого оруденения с силинскими гранитоидами повышенной основности, относящимися к андезитовому вулканоплутоническому комплексу, а не с риолитовым магматизмом.

Сопоставление полученных результатов с выводами, которые делали предшествующие исследователи, также вскрывает некоторые новые факты. В частности, конкретизировано значение амплитуды смещений по рудовмещающим структурам, тектонического режима во время рудотложения и общей структурной позиции месторождений.

Анализ признаков, обладающих иными, дизъюнктивными связями, позволяет считать, что на появление месторождений олова в Комсомольском районе помимо перечисленных факторов, влияет наличие крупных субширотных глубинных разломов, поперечных к простиранию рудовмещающих структур и пересекающих эти структуры.

Оказалось, что продуктивность оловорудных зон связана не только с расстоянием от находящихся на глубине интрузивов, но зависит и от удаленности от поперечных субширотных нарушений, по-видимому, трассирующих глубинные источники оруденения.

Системный логический анализ факторов образования оловянных месторождений Комсомольского района позволил в результате дать и прогнозную оценку некоторым мало изученным проявлениям.

Этот анализ был дублирован прогнозной оценкой с помощью ранее разработанного метода вариационных рядов и были получены близкие результаты. Однако анализ системы логических связей требует для прогнозной оценки меньшего количества исходных данных.

Другая решенная в этом направлении задача носила структурно-металлогенический характер. Ввиду малой эффективности делавшихся ранее попыток ответить на вопрос о связи глубинных разломов и типа рудной минерализации методами математической статистики, С.В. Сиротинской для этой цели был предложен аппарат, также основанный на алгебре логики. В качестве примера, по просьбе чешского ученого В. Немца, был обработан собранный и опубликованный им материал о сети разломов и типов оруденения в Северо-Западной Аргентине. В результате исследования этих данных выявилась значительная роль в рудообразовании глобальных, субмеридионального, субширотного, северо-восточного и северо-западного структурных направлений ($5-8^\circ$, $274-276^\circ$, $37-38^\circ$, $310-311^\circ$). Отчетливо выделились две группы месторождений, одну из которых составили месторождения золота, сурьмы, меди и марганца, связанные с более древней системой разломов, где главную роль имели субширотные простирания $274-276^\circ$, а также субмеридиональные (для золота и сурьмы) и северо-восточные (для меди). Вторую группу составили месторождения свинца, серебра, цинка и урана, сформировавшиеся в связи с более молодой сетью разломов, где главную роль имели структуры северо-восточного простирания ($37-38^\circ$).

Третье направление работ посвящено дальнейшему развитию применения математических методов в рудно-формационном анализе [1]. В этом плане была выполнена, в частности, сравнительная оценка применимости различных математических методов для классификации ртутных месторождений по их минеральному составу. По одним и тем же исходным данным о минеральном составе более чем шестидесяти ртутных месторождений были получены классификации методами коэффициентов сходства, главных компонент и кластер-анализа.

Оказалось, что по сравнению с существующими классификациями обоснованной является постановка вопроса о выделении в самостоятельную минеральную группу ртутных месторождений, образованных в областях современной термальной деятельности. Получены обобщенные характеристики состава различных формаций ртутных месторождений, позволяющие определять относительную близость к ним любого нового ртутного месторождения.

На математической основе был проведен формационный анализ золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. При обработке данных о минеральном составе и геологической позиции этих месторождений также последовательно применялись методы главных компонент и кластер-анализа. Выполненное названными методами сопоставление минерального состава и геологических условий локализации золоторудных месторождений Восточного Забайкалья позволяет отчетливо диагностировать среди них по минимальному количеству данных близповерхностную (убого-сульфидную), золото-сульфидно-кварцевую (малосульфидную), золото-сурьмяную, сложные золото-кварц-гурмалиновую и золото-полиметаллическую рудные формации.

Касаясь перспективных исследований, отметим разрабатываемое в настоящее время прогнозирование рудоносных площадей способом, который может быть условно назван методом вероятностных палеогеологических реконструкций. Исходной геологической гипотезой при этом способе является представление о закономерном формировании рудных месторождений на определенном этапе развития земной коры, подготовленном всей предыдущей геологической эволюцией исследуемой территории. В основу метода положено составление с помощью ЭВМ палеогеологических карт, отражающих вероятное распространение геологических комплексов пород и степень связи их с прогнозируемым оруденением.

Для прогнозирования используется геологическая карта с нанесенными на ней известными месторождениями определенной рудной формации, площади распространения которой предполагается прогнозировать. Все породы, отображенные на карте в зависимости от их генетической и возрастной принадлежности, объединяются в комплексы, а сама карта делится на элементарные участки. При этом участки, занятые известными месторождениями, рассматриваются как эталонные.

В процессе обработки для каждого элементарного участка сначала получаются вероятности образования в них выделенных комплексов пород. Эти вероятности представляются затем в виде многомерных векторов, число компонент которых равно числу выделенных комплексов. Каждый такой вектор в какой-то мере отражает стратиграфический разрез (включая этапы магматической деятельности) в конкретном элементарном участке карты, то есть как бы отражает историю его геологического формирования. Сравнение этих векторов с характеристиками несущих месторождения эталонных участков дает возможность выделить на карте площади, наиболее близкие по истории геологического развития к эталонным.

Конечным результатом обработки на ЭВМ является карта-схема, где каждый элементарный участок в зависимости от сходства с эталонным, получает количественную оценку вероятности присутствия в нем прогнозируемого типа месторождений.

Метод применим не только для прогноза месторождений, но и для геологического картирования закрытых территорий, так как позволяет судить о наиболее вероятном типе пород, скрытых наносами.

Завершая статью, напомним основные положения, достигнутые в результате развития логико-информационных методов.

1. Показано, что процессы образования эндогенных рудных месторождений являются вероятностно-детерминированными. Развита представления об устойчивости геологических признаков, установлена возможность использования количественной оценки устойчивости для генетических построений и прогнозов. Предложен метод построения геолого-информационных моделей рудных месторождений.

2. Разработаны принципы системного логического анализа геологических факторов рудообразования. Системный логический анализ позволяет вскрыть взаимосвязи геологических признаков и выявить главные факторы образования месторождений, а в конечном итоге, подойти к выявлению процессов, определяющих появление крупных месторождений.

3. Получили дальнейшее усовершенствование математические методы рудно-формационного анализа.

В процессе математической обработки данных был выявлен ряд частично отмеченных нами вопросов, заслуживающих дальнейшего геологического изучения, а также были сделаны конкретные практические рекомендации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Демидова Н.Г., Бахтеев Р.Х., Платоненко И.М. О применении математических методов при рудно-формационном анализе. — ИГЕМ АН СССР, 1980. М.: деп. ВИНТИ, № 2313—80. 45 с.
2. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенетических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965. 303 с./Авт. Р.М. Константинов, В.А. Жариков, Б.И. Омеляненко и др.
3. Константинов Р.М. Постоянные и переменные геологические факторы образования эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980, с. 4—19.
4. Константинов Р.М., Демидова Н.Г., Чижова И.А. Методы анализа постоянных и переменных факторов образования рудных месторождений. — ИГЕМ АН СССР, 1980. М.: деп. ВИНТИ № 2314—80. 62 с.
5. Константинов Р.М., Чижова И.А. Устойчивость геологических факторов образования рудных месторождений. — В кн.: Горнорудный Пришибрам в науке и технике. Пришибрам (ЧССР): 1979, с. 265—280.
6. Кузнецов В.А. Рудные формации. Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. — Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 3—14.
7. Петровская Н.В. К вопросу о принципах минералогической классификации типов первичных золотоносных руд. — Труды НИГРИзолото, 1955, вып. 20, с. 18—45.
8. Сиротинская С.В. Логико-информационный метод выявления скрытых факторов формирования крупных месторождений. — В кн.: Горнорудный Пришибрам в науке и технике. Пришибрам (ЧССР): 1979, с. 73—84.

УДК 552.112

Д.С. КОРЖИНСКИЙ

ПРОБЛЕМА ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ

Летучим компонентам магмы издавна придавалось большое значение в становлении магматических пород и в контактовых процессах, но при этом основное или исключительное значение придавалось и придается тем летучим компонентам, которые были растворены в магме и выделяются из нее при подъеме и в процессе кристаллизации, тогда как возможность влияния трансмагматических восходящих потоков флюидов глубинного происхождения обычно упускалась из вида. В проблеме таких трансмагматических потоков флюидов мангитного происхождения еще много неясностей и трудностей, но вместе с тем эта гипотеза дает заманчивые возможности — нового понимания магматических процессов и разрешает многие неясные вопросы.

Представление о трансмагматических флюидах прежде всего возникает при изучении процессов глубинной гранитизации, при которой породы различного состава замещаются однородными гранитами. Уже очень давно такое замещение было объяснено "колоннами фильтрации" флюидов [1], которые вызывали метаморфизм, усиливающийся по мере просачивания, с изменением состава пород кровли вплоть до их замещения гранитной магмой¹ ("магматическое замещение"). Попытки объяснить эти явления гранитизации простым избирательным выплавлением гранитной магмы, с обособлением ее от избыточного более тугоплавкого материала ("анатексис") несостоятельны, так как наблюдения показывают постепенные изменения состава замещаемых более основных пород, с явным выносом избыточных фемических компонентов, очевидно при помощи потока флюидов. Замечательно, что при гранитизации более основных пород, особенно карбонатных, часто возникают эндоконтактные зоны магматических пород повышенной щелочнометальности, вплоть до нефелиновых сиенитов при гранитизации доломитов. Это возможно только при инфильтрационном процессе, когда магмогенные флюиды вступают в основные породы и под влиянием кислотно-основного взаимодействия с ними активность щелочных металлов флюида повышается, что было бы невозможным при диффузионном взаимодействии.

В условиях умеренных и малых глубин, вплоть до субвулканических формаций, интрузии магматических пород тоже часто сопровождаются магматическим замещением пород, указывающим на проявление трансмагматических флюидов.

Как показывает анализ парагенезисов минералов в гранитоидах, при их кристаллизации компоненты H_2O , K_2O и Na_2O обладали значительной подвижностью, приближаясь к вполне подвижным компонентам. Это означает, что при формировании гранитоидов факторами равновесия были активности этих компонентов, которые поддерживались на постоянном уровне за счет привноса или выноса указанных компонентов, тогда как их содержание в магматической породе зависело как от их активности, так и от содержаний других, менее подвижных компонентов. Активность окислов калия и натрия определяет щелочность (точнее "щелочнометальность") магмы и тип возникающих парагенезисов минералов. Этот тип парагенезисов обнаруживает поразительную устойчивость не только в пределах отдельных массивов, но и для разных массивов в пределах одной тектонической зоны. Такую устойчивую активность

¹Termier P. Sur la genese des terrains cristallophylliens. — C.R.XI International Geol. Cong. 1910, p. 587–595.

щелочных металлов невозможно объяснить их диффузией, слишком медленной для такого выравнивания. Отсюда возникает гипотеза трансмагматических флюидов глубинного подкорового происхождения, которая и определяет "щелочнометальность" магмы, выплавляемой под их воздействием.

Взаимодействие трансмагматических флюидов с магмой выравнивает активности щелочных металлов, нарушаемые при магматическом замещении боковых пород разной основности. Состав трансмагматических флюидов зависит от тектонических условий, скорее всего от глубины проникновения глубинных разломов, по которым поднимаются глубинные флюиды. От геосинклиналей к платформам возрастает жесткость коры, углубляются разломы и возрастает "щелочнометальность" трансмагматических флюидов. По простиранию тектонических зон тип магматизма, обусловленный его "щелочнометальностью", сохраняет поразительное постоянство на протяжении тысячи километров. Проблема связи "щелочнометальности" магм с тектоникой требует дальнейшего изучения.

Большое значение имеет кислотно-основное взаимодействие компонентов в магме. Повышение щелочности расплава или раствора повышает активность в нем оснований и понижает активность кислотных компонентов, притом тем значительнее, чем сильнее основание или кислота. Поэтому повышение щелочности расплава уменьшает растворимость в нем оснований и увеличивает — кислот, что вызывает смещение котектических и эвтектических расплавов в сторону кислотных компонентов и более слабых оснований. В соответствии с этим сравнение средних составов различных групп магматических пород показало, что щелочные породы, при сравнении их с породами нормальной щелочности с близким содержанием кремнезема, оказываются обогащенными амфотерными и слабоосновными компонентами (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2) и обеднены сильными основаниями (CaO , MgO , FeO). Показателями щелочнометальности при этом может быть взято отношение $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$.

Интересно, что щелочные породы, возникающие под воздействием глубинных восстановительных флюидов, богатых углеводородами, тем не менее имеют более высокое отношение окисного железа к закисному, чем породы нормальной щелочности. Это обусловлено тем, что FeO является более сильным основанием, чем Fe_2O_3 и поэтому, при постоянной активности кислорода, повышение щелочности, повышая активность закиси железа, сдвигает равновесие в сторону его окиси.

Эти соотношения распространяются и на аксессуарные компоненты. Повышение щелочности магмы повышает растворимость в ней кислотных, амфотерных и слабых оснований сравнительно с более сильными основаниями. Поэтому при выплавлении магмы и при взаимодействии его с боковыми породами щелочная магма в среднем должна оказаться обогащенной амфотерными и близкими к ним компонентами сравнительно с магмой нормальной щелочности. И действительно, при сравнении средних составов, щелочные породы оказываются обогащенными амфотерными и близкими к ним окислами трех-, четырех- и пентавалентных металлов. Сюда с наибольшей уверенностью может быть отнесена следующая группа аксессуарных компонентов, типичных для щелочных пород: ZrO , P_2O_5 , ThO_2 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , Y_2O_3 , UO_2 .

Вместе с тем средние составы щелочных типов пород обнаруживают сравнительно с магматическими породами нормальной щелочности обогащение окислами одно- и двухвалентных металлов, которые являются сильными основаниями. Сюда в особенности относятся следующие окислы: Li_2O , BaO , SrO , ZnO , MnO , BeO .

В силу кислотно-основного взаимодействия их растворимость в щелочной магме должна быть понижена, а следовательно, и содержание понижено, тогда как в действительности их содержание в щелочных породах повышено. Это можно объяснить тем, что эти компоненты обладают значительной подвижностью и, наряду с H_2O , K_2O и Na_2O , входят в состав глубинных флюидов, вызывающих выплавление магм. Приходится допустить, что концентрация этих компонентов в трансмагматическом флюиде возрастает вместе с концентрацией K_2O и Na_2O , т.е. связана с глубиной проникновения разломов. Конечно, этот фактор глубинности разломов не является единствен-

ным, определяющим содержание подвижных компонентов в магматических породах. Имеет значение также ход и степень дифференциации магмы, состав боковых пород, изоморфные отношения элементов и прочее, но статистически влияние состава трансмагматических флюидов представляется преобладающим. Предположение, что вышеуказанная группа щелочных компонентов обладает значительной подвижностью и что уровень их содержания существенно определяют тектонические условия, конечно еще требует проверки. В какой степени выдерживается устойчивость уровня их активности в различных формациях магматических пород и как этот уровень активности связан с тектоническими условиями — эти проблемы заслуживают специальных исследований.

Интересны явления "метамагматизма", т.е. процессы взаимодействия флюидов с магмой. Когда трансмагматический флюид, пришедший к равновесию с гранитной магмой, через которую он просачивается, вступает в зону магматического замещения более основных пород, то он должен дебазифицировать возникающую здесь более основную магму, растворяя фемические ее компоненты.

Еще большее значение имеют процессы "кислотного метамагматического выщелачивания". Кислотное выщелачивание наиболее интенсивно проявляется в постмагматическую стадию в процессах типа грейзенизации. Раньше эти явления объяснялись преимущественно фракционной дистилляцией магмы, по мере кристаллизации выделяющей все более кислотные флюиды. Сейчас более правильной представляется гипотеза, согласно которой понижение температуры магматогенного флюида первоначально сопровождается повышением его кислотности, вызванной конденсацией газообразных кислотных компонентов в жидкообразное состояние, что и приводит к кислотному выщелачиванию приконтактных пород. Теперь можно предположить, что процесс повышения кислотности флюида по мере его охлаждения начинается еще в магматическую стадию и приводит к реакциям кислотного выщелачивания магмы под воздействием охлаждающегося флюида.

Масштабность этих процессов метамагматического выщелачивания сейчас неясна. С несомненностью к метамагматически выщелоченным породам могут быть отнесены аплиты и ортопегматиты, которые часто бывают совершенно лишены фемических и рудных минералов, что не позволяет относить их к эвтектическим образованиям. Возможно, что процессы метамагматического выщелачивания распространены довольно широко. Так, метамагматическая дебазификация базальтовой магмы быть может вызывает образование небольших объемов риолитов и трахитов в океанических областях, где сиалическая кора отсутствует. Образование концентрических штоков гранитоидов, с диоритовыми и габбровыми краевыми зонами может быть обусловлено в некоторых случаях более интенсивной дебазификацией центральных частей штока, где поток трансмагматических флюидов был более интенсивным. Эти вопросы требуют дальнейшего изучения.

Повышение кислотности флюида повышает активность серы в нем, и это может вызвать метамагматическую сульфуризацию габброидной магмы, т.е. частичное замещение кислородных соединений железа на сульфидные, которые ликвируют, давая капли сульфидов, как это наблюдается в сульфидных медно-никелевых месторождениях. Поскольку сульфуризация связана с потоками трансмагматических флюидов, то она должна сочетаться с проявлениями магматического замещения и интенсивного метасоматизма боковых пород, что можно использовать как поисковый признак на сульфидное оруденение в габброидах.

Интересным примером метамагматического ощелачивания являются лампрофиры. По общему составу они близки к диабазам, но отличаются повышенной щелочнометаллностью с появлением щелочных полевых шпатов. В то время как диабазы котектичны (пироксен и плагиоклаз кристаллизуются одновременно), в лампрофирах первым кристаллизуется в виде вкрапленников фемический минерал. Это можно объяснить тем, что магма лампрофира, имея исходный котектический состав, подверглась метамагматическому ощелачиванию, под воздействием которого она стала пересыщенной

фемическими компонентами, в силу кислотно-основного взаимодействия компонентов.

Образование значительных рудных узлов с мощным проявлением процессов метасоматизма и рудоотложения всегда связано с наличием глубинных разломов, по которым поднимались глубинные подкоровые флюиды.

На пути своего подъема они вызывали расплавление пород и поднимались сквозь возникшую магму как трансмагматические. Мощное развитие при этом также и постмагматических процессов указывает на участие затухающего потока трансмагматических флюидов также и в этих процессах регрессивной стадии.

Высказывалось предположение, что глубинные флюиды могли подниматься по разломам и вызывать процессы метасоматизма и рудоотложения без существенного расплавления, т.е. не будучи трансмагматическими. Так как такая возможность не исключена, то восходящие флюиды подкорового происхождения, поднимаются они через магму или через твердую кору, можно обозначить более общим термином "интрателлурические" (предложенным Ю.А. Кузнецовым).

Таковы некоторые стороны проблемы трансмагматических флюидов.

УДК 552.11+552.31

О.А. БОГАТИКОВ, А.М. БОРСУК, Ю.И. ДМИТРИЕВ, В.И. КОВАЛЕНКО,
И.Д. РЯБЧИКОВ

ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Одна из характерных особенностей Земли, отличающая ее от других планет Солнечной системы, заключается в длительной активности процессов, происходящих в ее недрах. Земля геологически активна уже 4,5 млрд. лет и пока не видно никаких признаков существенного снижения этой активности. Земная атмосфера, океаны, тонкая кора и глубокие недра находятся в постоянном движении и взаимодействии с тех пор, как они образовались.

В своей эволюции Земля прошла через разные стадии, сохраняя в течение всего времени состояние динамического равновесия, достигающегося путем обмена веществом и энергией между недрами, поверхностью, атмосферой и океанами. Эндогенные процессы, включая магматизм, являются составной частью динамической активности Земли. Особенно велика была их роль на самых ранних ее этапах. По подсчетам исследователей, в ходе геологической истории вулканы могли вывести на земную поверхность, даже при современных темпах извержений, количество вещества, сопоставимое с объемом земной коры.

Накопленный к настоящему времени материал по изверженным породам континентов, Мирового океана и Луны позволяет подойти к рассмотрению эволюции магматизма в глобальном масштабе. При таком подходе наиболее полно проявляется специфика магматизма отдельных стадий эволюции Земли.

В тектоно-магматической истории Земли выделяется несколько стадий, границы между которыми соответствуют статистически обоснованным датировкам всепланетных геологических событий [1]:

- 1). "Лунная" (> 3,5 млрд. лет);
- 2). Нуклеарная (3,5–2,5 млрд. лет);
- 3). Кратонная (2,5–1,5 млрд. лет);
- 4). Континентальная (1,5–0,25 млрд. лет).
- 5). Континентально-океаническая (< 0,25 млрд. лет).

Для каждой из стадий характерен особый магматизм и, так называемые, "индикаторные" магматические формации.

1. "Лунная" стадия или стадия первичной коры является наиболее ранней. Она представлена древнейшими аортозитами, наиболее древними "серыми гнейсами", возможно, другими породами. Некоторые из этих пород, например, серые гнейсы, существенно отличаются от близких по возрасту пород Луны, но можно предположить, что в более ранние эпохи "лунной" стадии во внешней оболочке Земли формировались магматические породы, близкие к обнаруженным на Луне, например, аортозиты [2].

Трудность выявления настоящих "лунных" пород на Земле, возможно, обусловлена не только более глубокой по сравнению с Луной вещественной эволюцией Земли, но и глобально проявленным интенсивным метаморфизмом пород первичной коры на рубеже 3,5 млрд. лет. Тип магматизма "лунной" стадии может быть определен как примитивный базитовый.

В последнее время появились новые данные, которые, возможно, позволят внести существенные коррективы в длительность "лунной" стадии. Дело в том, что в ИГЕМ под руководством Л.Л. Шанина были выполнены определения возраста методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ двух фрагментов лунных пород, доставленных на Землю станцией Луна-24. Возраст их оказался 2,3 и 2,5 млрд. лет [11]. Это — наиболее молодые возраста из известных по лунному магматизму. Если эти данные верны, то эндогенная "жизнь" Луны продолжалась, по крайней мере, до 2,5 млрд. лет, а на Земле "лунная" стадия будет включать в себя и следующую стадию — нуклеарную. Исследования лунных пород продолжаются.

Недавно в ГИН АН СССР В.И. Виноградовым выполнено значительное количество определений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в плагиоклазах аортозитов СССР [3]. Задача состояла в том, чтобы найти породы с наиболее низкими величинами отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и попытаться отыскать на территории СССР древнейшие аортозитовые массивы. С этих позиций были изучены некоторые массивы Балтийского щита, Украины, Анабара и Алдана. В итоге на фоне относительно низких отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерных вообще для докембрийских аортозитов, выделялся Каларский аортозитовый массив на Алдане. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в его породах оказалось самым низким не только для аортозитов СССР, но и всего мира и составляет 0,70225. Видимо, в этом районе следует ожидать проявлений и наиболее древних аортозитов, вероятно, относящихся к "лунной" стадии. С этих позиций нельзя не вспомнить работы Е.В. Павловского, который в этом районе выделял ассоциации горных пород, аналогов "лунной" стадии [4]. Особый интерес этих данных связан с тем, что аортозиты Каларского массива сильно изменены вторичными процессами и трудно было ожидать в них такого низкого отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

2. Нуклеарная стадия завершается на рубеже 2,5 млрд. лет, когда по А. Энгелю [12] началось интенсивное образование протоконтинентов. Характерными особенностями нуклеарной стадии является андезит-базальтовый характер магматизма с максимальным развитием коматиитовых формаций, роль которых постепенно снижается к концу стадии. Среди магматических формаций нуклеарной стадии представлены также плутонические ультраосновные породы, преимущественно толеитовые вулканы и кислые породы гранито-гнейсовой, мигматитовой и чарнокитовой групп формаций. Отмечаются первые признаки проявления калиевых гранитов.

Среди кислых пород преобладают плагиограниты, которые отличаются от фанерозойских плагиогранитов более высокими содержаниями глинозема, магния, стронция, никеля, ванадия, хрома и пониженными концентрациями марганца, калия, бария, свинца, урана и тория [7].

С коматиит-базитовым магматизмом нуклеарной стадии эволюции Земли связаны крупнейшие месторождения золота, никеля и меди.

3. Кратонная стадия (2,5–1,5 млрд. лет) характеризуется окончательным формированием протоконтинентов (ядер древних платформ). Мощность континентальной коры в эту стадию достигает 40 км, а площадь континентов, по сравнению с нуклеарной стадией, увеличивается более чем в 2 раза [9, 12]. Главной особенностью кратонной стадии является массовое образование магматических формаций, слагающих сиалическую

часть первичной континентальной коры, что позволило также назвать ее стадией сиалического магматизма [1].

Продолжается формирование магматических формаций, отмеченных для нуклеарной стадии, однако роль коматиитов резко снижается при отчетливом возрастании объема таких формаций, как гранито-гнейсовая, мигматитовая, чарнокитовая, субплатформенная, анортозитовая, гранулитовая, гранитов-рапакиви. Повышается роль калиевых мигматитов по сравнению с натриевыми. В породах континентов увеличиваются концентрации калия, урана, тория, свинца, бария, стронция-87 и свинца-206 [12]. Характерной особенностью стадии является образование первых формаций траппов и щелочных гранитоидов.

В последнее время впервые для СССР получены две самарийнеодимевые изохроны для анортозитов Украины, которые дают возраст их в 1650 и 1750 млн. лет. Исследования проведены в Калифорнийском технологическом институте в лаборатории проф. Вассербурга по образцам О.А. Богатикова. Эти анортозиты оказались самыми молодыми из платформенных их разновидностей, что свидетельствует о формировании указанных пород в кратонную стадию и о длительности анортозитообразования на Земле в отличие от Луны.

К концу стадии формируется 90% всех существующих в настоящее время сиалических магматических пород [11]. Магматические формации кратонной стадии связаны не только с зеленокаменными поясами и кристаллическими щитами, но и со складчатыми поясами и зонами тектоно-магматической активизации [7].

Первично-сиалическая стадия эволюции магматизма Земли знаменуется массовым образованием урановых месторождений [9].

Завершая характеристику древнейших стадий эволюции Земли, уместно сказать, что в последние годы накапливается все больше данных о существенной роли импактных процессов в эволюции вещества Земли на ранних этапах ее развития. С этих позиций очень привлекательно выглядит гипотеза об аналогии полей зеленокаменных пород докембрия лунным морям [13].

Согласно Дж. Смитю [8] и А. Гудвину [5] в период 4,5—4,0 млрд. лет на землю упало около 100 тысяч крупных тел радиусом от 10 до 100 км. Падение каждого такого тела должно было вызвать выделение огромного количества энергии, а также изменения в первичной земной коре на сотнях и даже тысячах квадратных километров и излияния большой массы основных и ультраосновных лав с образованием подобных лунных морей.

Модель Грина была основана главным образом, на материале по области Барбетрон в Южной Африке, но она, как нам кажется, не противоречит данным по распространению древнейших зеленокаменных пород и на территории СССР.

Индикаторными породами докембрия являются магнезиальные коматииты, близкие по составу к пикритам. А во многих случаях предполагается, что широкая их распространенность в докембрии обязана интенсивным конвекционным потокам в высоконагретом веществе молодой Земли, высокая степень шавления вещества которых и привела к образованию больших объемов коматиитовых магм [1].

Вместе с тем имеются и другие возможности объяснения их широкой распространенности в земной коре. В последних работах И.Д. Рябчикова экспериментально и теоретически показано, что при давлениях свыше 8—10 кбар из мантийного лерцолита должны выплавляться не базальты, а пикриты. Возможно, что в условиях раннего докембрия при относительно небольшой мощности первичной коры, условия для дифференциации пикритовой магмы были неблагоприятны, и она довольно быстро застывала, образуя коматииты с характерными для них структурами "спинифекс".

4. Континентальная стадия (1,5—0,25 млрд. лет) характеризуется формированием складчатых поясов и зон тектоно-магматической активизации. Наиболее типичной особенностью континентальной стадии является многообразие связанных с нею магматических формаций, поэтому в петрологическом отношении ее можно назвать стадией дифференцированного магматизма.

Широко представлены формации складчатых поясов и зон тектоно-магматической активизации: дунит-гарцбургитовая, спилит-диабазовая, кварц-кератофировая, габбро-плагиигранитная и др. Массовым распространением пользуются магматические формации известково-щелочной серии, которые характерны для регионов со зрелой континентальной корой. Типоморфными формациями континентальной стадии с дифференцированным магматизмом можно считать формации литий-фтористых гранитов и онгонитов [6], проявления их имеют возраст 1600 млн. лет и обнаружены в Финляндии. Типоморфными являются также формации различных щелочных пород.

В эту стадию меняется структурный план проявления магматизма: с площадного в более ранние стадии на линейно-поясной.

5. Континентально-океаническая стадия, по В.Е. Хаину, [10] охватывает период от рубежа 250 млн. лет и до настоящего времени. На этом этапе геологической истории произошел распад Гондваны, образовались современные континенты, а также Атлантический и Индийский океаны. Магматизм приобретает отчетливо дифференциальный характер — континентальный и океанический.

В океанских сегментах литосферы отчетливо преобладают магматические формации толеитовой серии. Представлены также известково-щелочные островодужные формации и щелочно-базальтовые формации океанических островов.

На континентах развиты формации спилит-диабазовые, кварц-кератофировые, габбро-плагиигранитные, габбро-гранитные, базальт-липаритовые, андезитовые, гранодиорит-гранитные, литий-фтористых гранитов и онгонитов, ультраосновная — щелочная, кимберлитовая, щелочно-базальтовая, трахиандезитовая, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, щелочных гранитов.

В целом, имеющиеся данные по эволюции магматизма в истории Земли пока можно свести к следующим положениям.

1. Ведущей тенденцией эволюции магматизма в истории Земли является усложнение характера магматизма (что выражается хотя бы в увеличении количества индикаторных формаций во времени), смена примитивного коматиит-базитового магматизма глубоко дифференцированным в вещественном отношении магматизмом с последовательным расширением спектра составов магматических пород.

2. От ранних стадий магматической эволюции к поздней сокращается вплоть до полного исчезновения распространение формаций коматиитов, автономных анортозитов, гранито-гнейсов и мигматитов.

3. Плагииграниты ранних стадий эволюции сменяются все более калиевыми гранитами поздних стадий, с ростом дисперсии в более молодых магматических породах отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

4. Формации щелочных пород, литий-фтористых гранитов, онгонитов, а также щелочных пород, появляются только начиная с кратонной стадии первично-сиалического магматизма.

5. Относительная роль толеитовых магматических пород уменьшается на поздних стадиях магматической эволюции за счет увеличения распространенности формаций известково-щелочной серии.

6. Площадной магматизм ранних стадий эволюции сменяется магматизмом линейного характера.

7. Относительно непрерывный во времени магматизм ранних стадий сменяется пульсирующим дискретным магматизмом поздних стадий.

В изложенных данных по качественным аспектам магматической эволюции в истории Земли приведены пока только первые результаты анализа этой сложной и крайне важной проблемы. Несомненно, что наиболее интересные выводы еще впереди. Поэтому, для петрографии главными задачами будущих исследований остаются следующие.

1. Анализ геохронологической последовательности важнейших этапов магматической активности в различных регионах Земли и их глобальная корреляция.

2. Уточнение вещественной (петрографической, минералогической и геохимической) специфики каждого из этапов магматической активности в крупнейших регионах Зем-

ли, а также глобально; изучение связи магматизма с тектоническими режимами, реставрация последних с актуалистических позиций.

3. Выявление металлогенической специфики (потенциальной рудоносности) каждого из этапов магматической активности.

4. Выяснение закономерностей пространственного распределения магматических пород в литосфере в каждый из этапов активности (эндогенные петрографические провинции).

5. Обобщение признаков и направления вещественной и тектонической эволюции магматизма литосферы Земли, оценка ее роли в эволюции Земли в целом и сравнение ее с эволюцией других планет Солнечной системы. Изучение эволюции разновозрастных однотипных магматических формаций, расчеты глобальных средних составов изверженных пород для каждого этапа с учетом объемных соотношений и т.д.

6. Анализ причин эволюции магматизма и метаморфизма литосферы Земли, связи ее с физическими свойствами литосферы и Земли в целом, реставрация вариаций этих свойств в течение геологической истории Земли.

7. Научный прогноз в распределении эндогенных минеральных ресурсов Земли в течение ее геологической истории на основе закономерностей эволюции магматизма.

Очевидно, что для решения проблемы "Магматизм в эволюции литосферы Земли" необходимо объединение всех исследований вещества литосферы в эволюционном аспекте в единой национальной и международной программе на базе общих усилий в области геологии, геофизики и геохимии с привлечением специалистов из разных стран и континентов. Только тогда мы сможем получить ответ на главный вопрос: каковы признаки и направления эволюции литосферы и какова в ней роль магматизма. Понятно, что анализ причин эволюции магматизма в истории Земли возможен только на базе физико-химического эксперимента при высоких давлениях и температурах.

Первоочередными задачами в этом направлении являются установление химических характеристик расплавов, возникающих при частичном плавлении различных модельных составов мантийного вещества в широком интервале давлений, содержания летучих компонентов и значений окислительного потенциала, выявление путей кристаллизационной дифференциации магм посредством комплексного изучения ликвидусных равновесий и исследования расплавных микровключений для комагматичных серий природных пород, экспериментальное моделирование процессов анатексиса корового силикатического материала и процессов ассимиляции его более основными магмами, изучение равновесий, контролирующих распределение компонентов между магмами, а также мантийными минеральными ассоциациями и флюидами с целью оценки рудогенерирующей способности магматических систем и выяснения роли флюидного переноса в генерации магм различного типа.

Интерпретация такой физико-химической информации в тесной увязке с данными магматической петрологии позволит подойти уже к количественной оценке роли магматизма в формировании и эволюции земной коры и верхней мантии, а также позволит использовать результаты изучения природных магматических пород для оценки вещественного состава глубинных слоев земной литосферы и ее эволюции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И. и др. Эволюция магматизма в истории Земли — В кн.: Петрология/МГК, 26 сессия. М.: Наука, 1980, с. 3—13.
2. Богатиков О.А., Дмитриев Ю.И. Базальты и анортозиты Луны. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 206—219.
3. Виноградов В.И., Богатиков О.А., Марков М.С. Изотопный состав стронция в анортозитовых массивах Советского Союза. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 439—441.
4. Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.
5. Гудвин А.М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 87—107.

6. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
7. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 207 с.
8. Смит Дж.В. Развитие системы Земля-Луна и выводы применительно к геологии ранней Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 9–28.
9. Тугаринов А.И. Геохимическая жизнь протоконтинентов. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 188–192.
10. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
11. Шанин Л.Л., Аракелянц М.М., Богатинов О.А. и др. Датирование лунного грунта из Моря Кризисов методом $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$. — Геохимия, 1981. № 1.
12. Engel A.E.J., Itson S.P., Engel C.G.E. Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. — Geol. Soc. Am. Bull., vol. 85, №6, 1974, p. 843–858.
13. Green D.H. Archaean greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar maria? — Earth Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 15, p. 263–270.

УДК 552.32 + 551.24

А.М. БОРСУК, Л.П. БРЮШКОВА, А.Г. ГУРБАНОВ, И.С. КРАСИВСКАЯ,
С.В. ЧЕСНОКОВ

РОЛЬ МАГМАТИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ И РАЗВИТИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Одной из фундаментальных проблем современной науки является проблема образования и эволюции континентальной земной коры. Накопленные к настоящему времени факты свидетельствуют о том, что важнейшую роль в этом процессе играет магматизм. Использование магматических формаций как индикаторов геодинамических режимов, преобразующих литосферу, приобретает все большее значение.

В становлении учения о магматических формациях как индикаторах эволюции литосферы большую роль сыграли основополагающие работы наших учителей — петрографов старшего поколения ИГЕМ — Г.Д. Афанасьева, О.А. Воробьевой, В.С. Коптева-Дворникова, А.П. Лебедева, Е.К. Устиева. В меру своих сил и возможностей мы стараемся развивать завещанные их работами научные направления.

Из обширного круга вопросов, которые охватывает проблема, звучащая в названии настоящей статьи, мы хотели бы остановиться только на тех немногих, которые разрабатывает наша группа и решение которых представляется нам важным для создания общей концепции о роли магматизма в образовании континентальной земной коры подвижных областей.

1. Нижние, наиболее древние части разрезов фанерозойских складчатых областей, сложены породами раннегеосинклинальных магматических формаций, объединяющих ультрабазиты, мощные подводные излияния преимущественно толеитовых базальтов, интрузии габбро, габбро-диоритов, а также пелагическими осадками. В состав этих формаций входят и кислые интрузивные породы — плагиограниты. Набор пород, входящих в состав этих формаций, и возрастные соотношения между основными и кислыми ее членами различны. Так, для складчатых областей, заложившихся, как предполагается, на коре океанического типа (так называемые энсиматические геосинклинали) характерен полный набор пород раннегеосинклинальных формаций, включающих обязательно ультрабазиты (или серпентиниты, являющиеся их метаморфическими аналогами), а также гомодромный характер развития магматизма, когда основные породы (базальты и габбро) образуются раньше кислых. В качестве примера энсиматических (или первичных) геосинклиналей, можно привести Тагильский и Магнитогорский синклиории восточного склона Урала в нижнем и среднем палеозое, геосинклинальные прогибы Горного Алтая, Салаирского кряжа, Западного Саяна, а также Передовой хребет Большого Кавказа.

Для складчатых областей, закладывавшихся на раздробленной сиалической коре срединных массивов, характерен редуцированный (сокращенный) ряд пород — из него, как правило, выпадает главнейшая составляющая раннегеосинклинальных магматических формаций — ультрабазиты. В таких энсиалических геосинклиналях в ряде случаев кислые магматиты (плагиориолиты) образуются раньше, чем происходит массовое излияние базальтовых лав. Примером тому служат Сомхето-Карабахская зона Малого Кавказа в юре и мелу, герциниды Южного Тянь-Шаня, зона Главного хребта Большого Кавказа в юре. Первые кислые магматиты в энсиматических геосинклиналях представляют, с нашей точки зрения, зародыши будущей континентальной коры. Проблема состоит в том, как (в результате какого петрологического процесса) и в каких условиях образуются первые кислые производные в энсиматических и энсиалических геосинклиналях? Каковы петролого-геохимические критерии их различия?

В пределах энсиматических геосинклиналей плагиориолиты принято трактовать как эффузивы в составе раннегеосинклинальной контрастной (спилит-кератофировой) формации. Однако ряд геологических фактов, полученных нами при работе на Кавказе, Командорских островах, на Урале [3], свидетельствует в пользу того, что плагиориолиты слагают не эффузивные покровы, а субвулканические тела, значительно более молодые, чем вмещающие их базиты (или metabазиты). К числу этих фактов относятся следующие:

1) пластовые тела плагиориолитов имеют мощность от десятков метров до 1–2 см и залегают на разных уровнях стратиграфического разреза не только среди основных вулканитов, но и среди базитовых туфотурбидитов, известняков и метапелитов;

2) бесспорные проявления плагиориолитового вулканизма — туфотурбидиты; т.е. кислая пирокластика, переотложенная суспензионными потоками в глубокие участки морского дна практически синхронно с извержениями на подводных возвышенностях или островах, залегают всегда выше базитовых туфотурбидитов, не переславаясь с ними, или непосредственно на основных вулканитах.

Таким образом, трактовать появление первых плагиориолитов как результат дифференциации базальтоидного расплава, дающей чередование кислых и основных пород в составе контрастных ассоциаций, вряд ли возможно. Учитывая относительно позднее (по сравнению с базальтами) появление первых плагиориолитов и их общеизвестное петрохимическое родство с базальтами, а также результаты известных работ Грина и Рингвуда [5] и других исследователей [4, 6] рассматривших возможность получения плагиогранитных расплавов из metabазальтов в присутствии воды при давлениях, отвечающих глубинам более 30 км, мы пришли к предположению об образовании первых кислых магматитов только после накопления достаточно мощной призмы геосинклинальных осадков и базальтовых вулканитов. Причем эти осадки и базальтовые вулканиты должны быть метаморфизованы и погружены на уровень магмообразования.

Иначе обстоит дело в энсиалических геосинклиналях, где плагиориолиты появляются в ряде случаев раньше, чем начинаются массовые излияния базальтов. Наиболее правдоподобным кажется здесь предположение об анатектическом плавлении унаследованной сиалической коры под влиянием тепла поднимающегося базальтового расплава. Однако остается непонятным, почему анатектические выплавки образуют существенно натровые плагиориолиты, а не породы с близким количеством Na_2O и K_2O и содержащим К-На-полевым шпат? Неясно участие подкорового (мантийного) и корового вещества в образовании этих плагиориолитов, заметно отличающихся по геохимическим характеристикам от плагиориолитов энсиматических геосинклиналей.

Решение проблемы первых кислых магматитов фанерозойских складчатых областей приобретает в настоящее время особую остроту в связи с тем, что метаморфизованные аналоги этих пород обнаруживаются среди древнейших пород земли в составе так называемого комплекса "серых гнейсов" с возрастом 3 и более млрд. лет, а также составляют значительные массы среди нижних частей разрезов современных островных дуг. С раннегеосинклинальными базальтами и плагиориолитами пространственно и во времени ассоциируют крупные колчеданные и колчеданно-полиметаллические место-

рождения, кислые производные играют решающую роль в локализации оруденения. При этом металлогенический профиль энзиматических и энсиалических геосинклиналей различен. Несомненно важно понять характер участия ранних плагиориолитов и плагиогранитов указанных двух типов в рудогенерирующем процессе.

Для решения проблемы образования раннегеосинклинальных плагиориолит-плагиогранитных формаций мы считаем важными работы по сравнительному геолого-структурному и петролого-геохимическому анализу указанных пород, образующихся на ранних этапах эволюции фанерозойских складчатых областей, их предполагаемых метаморфизованных аналогов в составе комплексов "серых гнейсов", а также их аналогов в современных островных дугах.

2. Вторая проблема, на которой мы хотели бы заострить внимание, касается роли геосинклинального магматизма в создании кристаллического ядра фанерозойских складчатых областей. Что собой представляют амфиболиты, слюдяные сланцы, гнейсы и мигматиты, слагающие ядро подвижной области — древний сиалический цоколь, на котором заложилась данная подвижная область и который образовался еще в докембрии, или продукт развития данной геосинклинали, ее метаморфизованные осадки и магматические породы, для которых можно найти менее метаморфизованные эквиваленты в других зонах геосинклинальных областей. Наши исследования на Большом Кавказе, Урале и в Гималаях [3], а также анализ литературных данных по различно построенным фанерозойским подвижным областям свидетельствуют в пользу второго предположения. Главные из полученных фактов следующие:

1) находки фауны в кристаллических сланцах амфиболитовой фации (Урал, Кавказ, Альпы и др.), позволяющие коррелировать по возрасту толщи, входящие в состав кристаллического ядра складчатой области, и зеленокаменные толщи, традиционно считающиеся геосинклинальными образованиями;

2) успешно проведенная корреляция между типично геосинклинальным слабо метаморфизованными магматическими породами и их вулканогенно-осадочными дериватами, с одной стороны, и глубоко метаморфизованными их эквивалентами в составе кристаллического ядра — с другой. Для проведения такой корреляции был использован анализ реликтовых первичных структур и текстур, а в ряде случаев удалось установить постепенные переходы между породами в разной степени метаморфизованными вкрест метаморфической зональности. Например, в некоторых очковых гранитогнейсах Большого Кавказа, Прибайкалья, Урала и Гималаев наряду с порфиробластами калишпата диагностируются вкрапленники (бластофенокристи) кварца, свидетельствующие об образовании этих гнейсов за счет пород типа кварцевых альбитофигов или плагиогранит-порфиров, которые широко развиты в смежных зеленокаменных зонах и обычно рассматриваются в составе спилито-кератофиговых формаций. Такой постепенный переход от зеленокаменно измененных плагиогранит-порфиров в слюдяные сланцы с гранатом удается наблюдать, например, в Блыбском антиклинории Большого Кавказа. При этом установлено, что указанные плагиогранит-порфиры являются вариссийскими магматическими породами, прорывающими девонские известняки. В слоистых амфиболитах кристаллического ядра в ряде случаев удалось обнаружить традиционную слоистость, которая позволяет считать эти амфиболиты метаморфизованными эквивалентами базальтовых туфотурбидитов соседних зон, что подтверждается прослеживанием отдельных толщ такого состава вкрест метаморфической зональности.

Таким образом, кристаллическое ядро многих фанерозойских складчатых областей в значительной мере состоит из глубоко метаморфизованных магматитов и осадочных пород того же геосинклинального цикла, что и соседние менее метаморфизованные (зеленокаменные), зоны, например, вариссийского цикла на Урале и Большом Кавказе, альпийского — в Альпах и Гималаях. Это хорошо согласуется с представлением о том, что континентальная (сиалическая) кора образуется в подвижных областях за счет вещественно-структурного преобразования коры океанической.

Все, что сказано, отнюдь не свидетельствует, однако, о том, что, скажем, в вариссийских подвижных областях отсутствует докембрийский материал, а в альпийских — ва-

рисцийский и т.д. Отдельные калий-аргоновые даты, полученные по некоторым орто- и парагнейсам, входящим в состав кристаллического ядра варисцийских геосинклиналей, относятся бесспорно к докембрию. Проблема состоит в следующем: в каком виде докембрий присутствует в кристаллических ядрах варисцийских геосинклиналей — в виде осадочного материала, который в процессе последующего варисцийского метаморфизма превращается в гнейс и частично сохраняет первоначальные изотопные отношения, или же образование гнейса (т. е. по существу — континентальной коры) произошло уже в докембрии. А возможно это острова континентальной коры докембрия среди варисцийского океана? Узловым вопросом здесь являются также возрастные и генетические соотношения между гнейсами, мигматитами и гранитами. Перспективным здесь представляются работы по получению рубидиево-стронциевых изохрон по специально выбранным и тщательно исследованным в геолого-структурном и петрографо-минералогическом отношении объектам, а также урано-свинцовое датирование по цирконам с предварительным глубоким минералого-геохимическим их изучением.

3. Наши исследования показали, что развитие магматизма ряда фанерозойских областей в пределах одного тектоно-магматического цикла распадается на два крупных периода [1, 2]. В течение первого периода образуются магматические формации, тесно сопряженные с эволюцией крупных структурно-формационных зон, из которых состоит подвижная область. Специфика магматических формаций в этот период в значительной мере определяется геодинамическим режимом структурно-формационных зон, а сами магматические формации отвечают последовательным этапам их эволюции, начиная от заложения и наибольшего прогибания и кончая инверсией и замыканием геосинклинального прогиба. Второй период характеризуется тем, что во всех структурно-формационных зонах, несмотря на глубокие различия в их строении, синхронно или почти синхронно возникают однотипные магматические формации, обладающие общей петролого-геохимической спецификой.

Если в первый период разрывные нарушения, контролирующие положение магматических пород, протягиваются согласно с общим простираем подвижной области, то для второго периода магмоконтролирующими структурами становятся разломы, диагональные или перпендикулярные к простираю структурно-формационных зон.

Для второго периода характерно образование магматических пород, отличающихся повышенной щелочностью, появляются калий-базальтовые серии. Проведенный сравнительный анализ пород базитовых формаций, сменяющих друг друга во времени в процессе развития одной подвижной области, показал, что по мере консолидации и увеличения мощности континентальной коры углубляются уровни выплавления базальтовых расплавов. Установленные ранее закономерности в изменении составов пород однотипных формаций, подчиненные латеральной зональности (углубление уровней выплавления базальтовых расплавов от геосинклинального прогиба к платформе) повторяются во временной ("вертикальной") зональности от заложения геосинклинального прогиба до его замыкания и наступления орогенного режима.

Отмеченный второй период в развитии магматизма характеризуется как раз щелочно-базальтовыми или щелочно-габброидными формациями, образовавшимися из расплава, выплавлявшегося на больших глубинах (порядка 100 и более км). Базитовые формации повышенной щелочности широко проявлены в орогенный этап развития подвижных областей в период молассообразования. Однако первые проявления щелочного габброидного магматизма обнаруживаются значительно раньше, чем наступление орогенного режима фиксируется по характеру осадочных формаций. Получается так, что первые проявления орогенных магматических формаций оказываются синхронными флишевым толщам, свидетельствующим о еще геосинклинальном режиме осадконакопления. Это явление мы назвали опережающим магматизмом и попытались объяснить его тем, что появление магматических формаций нового типа свидетельствует о начавшемся изменении эндогенного режима, изменении уровней магмообразования и условий выплавления и кристаллизации магматических расплавов.

Однако масштабность процессов, связанных с новым эндогенным режимом, еще

невелика. Эти процессы не успели еще в полной мере сказаться на характере геотектонических движений и привести к образованию соответствующих осадочных формаций. Магматизм, таким образом, выступает в качестве более чуткого индикатора изменения эндогенного режима, чем осадочные формации. Он опережает структурообразование и появление соответствующих осадочных формаций в верхних структурных этажах земной коры. Проблемой здесь, по нашему мнению, является участие мантийного и корового вещества в формировании магматических пород, образующихся на последовательных этапах эволюции континентальной коры подвижных областей. Сравнительный анализ тонких петрологических и геохимических особенностей однотипных магматических формаций, возникающих на разных возрастных уровнях в различной геодинамической обстановке и особенно изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, представляется нам перспективными для решения этой проблемы.

4. Последняя проблема, о которой нам хотелось бы очень кратко сказать, касается образования магматических формаций эпох тектономагматической активизации. Пример Большого Кавказа, Словацкого Среднегорья и ряда других подвижных областей показывает, что в этот период синхронно формируются существенно различные по составу гранитоидные и базитовые формации, обладающие различной металлогенической продуктивностью. На примере Кавказа нам удалось показать, как в процессе формирования сложной многофазной и разнофациальной гранитоидной вулканоплутонической формации изменялся состав расплава в зависимости от изменения условий кристаллизации [2]. Предприняты попытки понять характер связи рудной (в частности, молибденовой) минерализации с развитием магматического процесса, отделением от расплава существенно водного флюида [2]. Учитывая, что проявления гранитоидного и базитового магматизма в этот завершающий период развития Кавказа контролируются одними и тем же крупными антикавказскими структурами, нам важно установить состав и условия выплавления первичных расплавов, из которых формировались породы этих двух формаций и опять-таки участие в этом мантийного и корового вещества. Важно также установить те петрологические и геохимические особенности, которые отличают эти формации от однотипных, но проявленных на более ранних этапах консолидации подвижной области и тем самым получить, как мы надеемся, новые сведения о поступательном и, вероятно, необратимом характере развития магматизма в процессе эволюции подвижной области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Гурбанов А.Г. и др. Магматические формации как индикаторы тектономагматического развития подвижных областей (на примере Кавказской подвижной области). — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 5–17.
2. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
3. Чесноков С.В., Красивская И.С. Проблема гнейсов и образование континентальной земной коры в геосинклиналях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5, с. 13–29.
4. Arth J.G., Barker F. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. — *Geology*, 1976–4, №10, p. 596–600.
5. Green T.H., Ringwood A.E. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. — *Contr. Mineral. and Petrology*, 1968, vol. 18, p. 105–162.
6. Payne J.G., Strong D.F. Origin of the Twillingate trondhjemitic, North-central Newfoundland: partial melting in the roots of an Island arc. — In: *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier Scient. public. Amsterdam, 1979, p. 489–516.

ТРАППЫ И МОБИЛИЗМ

Интрузивные, эффузивные, вулканогенно-обломочные породы и их ассоциации, которые являются производными нормальной базальтовой магмы и сформировались в структурно-геодинамических условиях платформ, принято называть траппами. В настоящее время мы располагаем обширной и все возрастающей информацией по геологии, петрологии, геохимии и металлогении трапповых формаций. Однако, не все проблемы образования и эволюции траппов еще решены, о чем свидетельствует неоднозначность существующих представлений о причинах и условиях проявления траппового магматизма, тенденциях его развития во времени и месте рудогенеза в процессах становления трапповых формаций.

Мы рассмотрим закономерности траппового магматизма древних платформ, консолидация фундамента которых произошла до начала фанерозоя. Изложенные ниже выводы и заключения опираются на результаты многолетнего изучения автором траппов Сибирской платформы и анализ опубликованных материалов по трапповым формациям древних платформ.

Древние платформы подразделяются на северные (Сибирская, Восточно-Европейская, Северо-Американская, Китайско-Корейская) и южные (Индийская, Африканская, Южно-Американская, Австралийская, Антарктическая), которые отличаются не только географическим положением, но и историей своего геологического развития. Согласно современным взглядам, к началу фанерозоя южные платформы входили в состав Гондваны, а северные были разобщены и объединились в мегаматерик Лавразию только в верхнем карбоне — нижней перми. В триасе Лавразия снова распадается, в то время как раздробление Гондваны начинается не ранее верхней юры и заканчивается в палеогене.

Различия в геологической истории северных и южных платформ должны были наложить свой отпечаток на развитие здесь и там траппы, которые, как и другие магматические формации, являются индикаторами геодинамического режима и глубинного строения Земли. Эти предположения подтвердились и на фоне общих особенностей, которые позволяют выделять траппы как формационный тип, были выявлены специфические черты траппов северных и южных платформ.

Проявления траппового магматизма в обоих полушариях Земли нередко достигают грандиозных размеров. На Сибирской и Южно-Американской платформах траппы занимают более 1 млн. км², а объем трапповых формаций на большинстве древних платформ исчисляется сотнями тысяч кубических километров. Мощность трапповых силлов, даек, эффузивных тел и горизонтов туфов достигает сотен метров, а суммарная мощность согласных интрузий и лавовых покровов — многих километров. Однако, если по масштабам проявлений траппового магматизма северные и южные платформы близки, то интенсивность вулканических процессов была выше на северных платформах, где туфы в составе трапповых формаций играют существенно большую роль.

Траппы являются производными нормальной базальтовой магмы и это хорошо видно на диаграмме щелочи — кремнезем. Вместе с тем, расположение точек на диаграмме показывает, что траппы северных и южных платформ образуют обособленные группы, заметно отличаясь по содержанию кремнезема. Наряду с обогащенностью SiO₂ траппы южных платформ отличаются от траппов северных платформ существенно более низкими содержаниями титана, железа и фосфора (таблицы 1 и 2).

Минеральный состав траппов и характер их естественных ассоциаций свидетельствует о том, что петрографическое разнообразие трапповых формаций определялось, прежде всего, процессами дифференциации родоначальной магмы, в ходе которой возникали серии от меланократовых и магнезиальных пикритовых долеритов и троктолитов до лейкократовых гранофировых долеритов или железистых ферродолеритов

Таблица 1

Средний химический состав траппов северных древних платформ, вес.%

Окислы	Сибирская, [4]				Восточно-Европейская, [4]		Северо-Американская, [6]	Средний трапп северных платформ (715)
	PR ₂ (16)*	PR ₃ (43)	PZ ₂ (177)	P-T (195)	PR ₃ (80)	D ₃ (174)	PR ₃ (30)	
SiO ₂	49,94	49,77	49,25	49,06	48,94	48,76	49,11	49,65
TiO ₂	3,36	2,36	2,26	1,32	1,74	1,64	2,31	2,07
Al ₂ O ₃	12,74	15,12	14,92	15,62	14,58	13,91	14,84	14,47
Fe ₂ O ₃	5,21	4,45	5,21	4,11	4,45	5,69	7,35	4,89
FeO	10,40	9,15	7,77	8,70	9,13	7,06	6,36	8,47
MnO	0,13	0,17	0,20	0,20	0,13	0,12	0,23	0,17
MgO	5,25	5,58	6,38	7,18	6,81	7,52	6,40	6,41
CaO	8,97	8,80	10,17	10,99	10,15	10,92	9,54	9,86
Na ₂ O	2,77	2,75	2,27	2,10	2,41	2,17	2,67	2,80
K ₂ O	0,86	1,52	1,24	0,56	0,49	0,28	0,92	0,84
P ₂ O ₅	0,37	0,33	0,33	0,16	0,26	0,21	0,27	0,27
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	99,09	98,28	100,00	99,90

* В скобках количество использованных анализов.

тов. Эффузивные траппы дифференцированы однотипно с интрузивными породами, но значительно слабее, туфы же в своей основной массе отвечают составу недифференцированных базальтов.

Различия в химизме траппов северных и южных платформ находят свое отражение и в петрографическом составе соответствующих формаций. Более высокое среднее содержание SiO₂ в траппах южных платформ, обуславливает повышенную роль среди таких пород как лейкогранофиры, долерит-пегматиты и кварцевые базальты.

Если роль дифференциации базальтовой магмы, как фактора вариативности пород трапповых формаций является общепризнанной, то значение процессов ассимиляции в петрогенезисе траппов оценивается иногда с кардинально разных позиций. Между тем имеются многочисленные факты о реальности процессов усвоения базальтовой магмой материала сиалической коры, например, повышенные значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в траппах Антарктиды и Индии, приуроченность интрузий долеритов к неравновесным кварцем к толщам квар-полевошпатовых терригенных пород на Сибирской и Антарктической платформах; раскисленность траппов на контактах и вокруг ксенолитов кварц-полевошпатовых пород.

Признаки ассимиляции чаще встречаются в траппах центральных частей крупных платформенных прогибов, где сиалическая кора испытала более глубокое погружение, и, в целом, более обычны для трапповых формаций южных платформ.

Следует отметить, что ассимиляция материала вмещающих пород не только меняет состав базальтовой магмы, но и стимулирует ее дифференциацию, как это наблюдается в траппах Сибирской и Африканской платформ.

Изучение положения трапповых формаций в структурах и разрезе чехла древних платформ позволяет реконструировать геодинамическую обстановку проявлений траппового магматизма на основе следующих базовых фактов: 1) трапповые поля приурочены к крупным депрессиям чехла платформ; 2) в областях развития траппов наблюдаются многочисленные разрывные нарушения, но породы, вмещающие трапповые интрузии, как правило, не деформированы; 3) вариации состава траппов обнаруживают связи со структурами чехла платформ и не зависят видимым образом от структур фундамента; 4) появлению траппов в разрезе чехла платформ предшест-

Таблица 2

Средний химический состав траппов южных древних платформ, вес. %

Оксиды	Африканская		Южно-Американская		Австралийская	
	PR ₁	J(21)	PR ₁ (4)	J ₃ -K ₁ (7) ^{1/2}	PR ₂ (6)	Є(3)
	[8]	[9]	[1]	[5]	[12]	
SiO ₂	50,57	52,25	52,4	51,3	51,48	52,27
TiO ₂	0,86	1,15	0,9	1,4	1,82	1,87
Al ₂ O ₃	14,37	15,10	15,9	14,2	14,12	13,60
Fe ₂ O ₃	1,11	2,65	0,8	2,9	0,68	9,53
FeO	10,45	8,31	9,6	8,0	12,71	2,98
MnO	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,10
MgO	7,56	6,85	7,3	6,5	4,40	3,63
CaO	10,63	10,27	10,3	10,5	8,58	6,90
Na ₂ O	1,85	2,31	2,0	2,1	2,45	2,43
K ₂ O	0,15	0,81	0,5	0,9	1,30	1,94
H ₂ O	2,05	—	—	1,9	1,64	3,83
P ₂ O ₅	0,10	0,15	0,1	0,1	0,32	0,05
Сумма	99,90	100,30	100,0	100,0	99,68	99,43

вует смена морских отложений отложениями континентальными; 5) мощность земной коры в областях развития крупных трапповых формаций сокращена за счет гранитного слоя и, в случае молодых трапповых формаций, наблюдается неглубокое залегание зоны пониженных скоростей в мантии и аномально высокие значения регионального теплового потока.

Совокупность этих данных позволяет связывать трапповый магматизм с внедрением в литосферу платформ мантийных диапиров, подъем которых обуславливал воздымание крупных регионов и смену морского осадконакопления континентальным.

Внедрение и излияние магм, образовавшихся при плавлении мантийных диапиров, происходило в условиях растяжения, о чем говорит отсутствие признаков механического воздействия интрузий на вмещающие породы, трещинный характер вулканических аппаратов, по которым поступали на поверхность базальтовые лавы и формирование компенсационных депрессий в областях интенсивного эффузивного магматизма.

Процессы дифференциации и контаминации базальтовых расплавов контролировались структурно-литологическими особенностями чехла платформ в местах локализации промежуточных очагов и интрузий трапповой магмы.

Одним из самых актуальных вопросов современной петрологии является вопрос о закономерностях развития магматизма во времени. Исследования глобальной эволюции магматизма в ходе геологической истории Земли [1] показали, что этот процесс имеет направленный и необратимый характер, поскольку каждый этап развития нашей планеты отличается от более ранних этапов увеличением разнообразия магматических формаций, их набором, объемом и пространственным размещением.

Вывод о необратимом характере развития магматизма в целом с неизбежностью ставит перед нами дилемму об изменчивости или неизменности состава типовых магматических формаций в ходе общей эволюции магматизма Земли.

Трапповые формации являются весьма благоприятным объектом для решения этой задачи, так как они формировались на древних платформах, как правило, неоднократно, начиная с раннего протерозоя и до палеогена включительно. Хронология эпох траппового магматизма и фациальный состав рядов трапповых формаций для

	Индийская				Антарктическая	Средний трапп южных платформ (222)
	PR ₃ (32)	C-P(5)	J(42)	K-T(99)	J ₂₋₃ (3)	
	[10]				[7]	
	47,84	48,21	52,60	48,97	51,80	50,84
	1,39	1,32	1,90	2,49	0,97	1,46
	12,22	15,70	14,10	13,66	15,10	14,34
	3,90	4,29	3,40	4,15	2,37	3,37
	8,30	6,29	7,50	9,02	7,63	8,16
	0,28	0,19	0,30	0,20	0,18	0,20
	12,68	7,10	7,40	5,90	6,78	6,93
	5,42	8,14	9,50	9,88	10,51	9,16
	2,31	2,74	2,70	2,50	1,75	2,29
	1,07	0,77	0,60	0,72	0,85	0,87
	3,87	3,50	—	2,45	2,01	1,93
	0,46	0,14	0,20	0,29	0,09	0,18
	99,65	99,39	100,2	100,23	100,4	99,74

северных и южных платформ не одинаков (фиг. 1). Наиболее существенные отличия заключаются в отсутствии палеозойских траппов и преимущественно интрузивном характере протерозойского траппового магматизма на южных платформах.

Сравнение петрохимических параметров разновозрастных траппов не только обнаруживает явные различия в их среднем составе, но и выявляет отчетливые тенденции эволюции химизма в рядах последовательно образовавшихся трапповых формаций. Тенденции эти диаметрально противоположны для траппов северных и южных платформ.

Одним из наиболее надежных показателей положения пород в эволюционных рядах базальтовой магмы является соотношение в них железа и магния. Использование этого критерия (фиг. 2) с полной очевидностью показывает, что трапповый магматизм южных древних платформ развивался под знаком обогащения железом, в то время как в ходе эволюции траппов северных платформ относительное содержание железа в возрастном ряду формаций уменьшалось. Возрастание железистости в траппах последовательных формаций южных платформ сопровождается, как правило, возрастанием содержания титана, кремнезема и щелочей, т.е. эволюция магматизма имеет гомодромный характер. На северных платформах в ходе развития траппового магматизма, в ряду формаций одновременно с возрастанием роли магния снижаются содержания титана, кремнезема и щелочей, т.е. магматизм развивается по антидромному направлению.

Таким образом, выявляется важная закономерность — в глобальном масштабе и на протяжении 1,5–2 млрд. лет трапповый магматизм южных и северных платформ развивался по противоположным (гомодромному и антидромному) направлениям.

Какие же причины могли определить разнонаправленную эволюцию траппового магматизма южных и северных материков Земли в течение всей истории их платформенного развития?

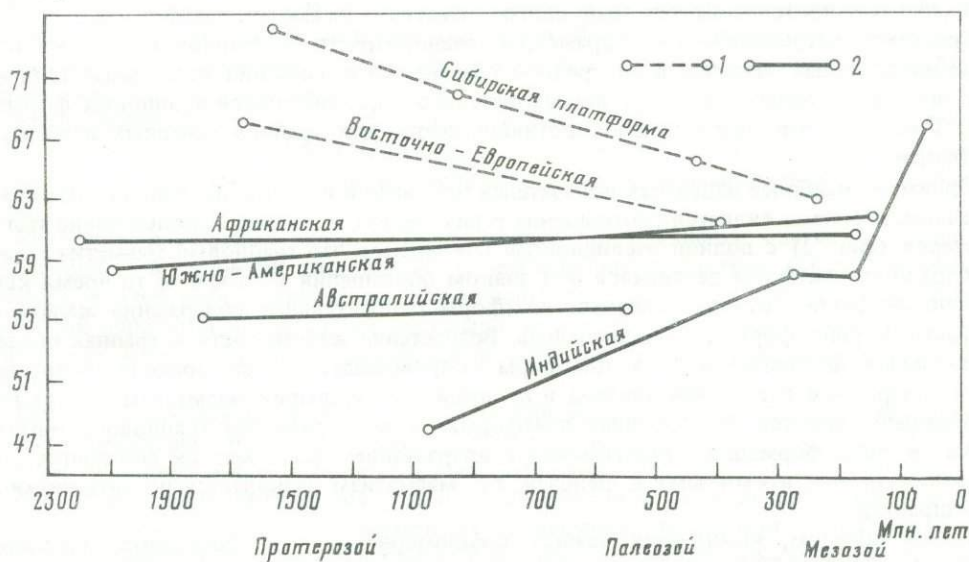
Представляется, что ответ на этот весьма непростой вопрос континентальной геологии может быть найден с помощью знаний, полученных при изучении Мирового океана.

Как теперь известно, срединно-океанические хребты представляют собой глобальные зоны активного базальтового магматизма, изучение продуктов которого вдоль



Фиг. 1. Эволюция фациального состава трапповых формаций древних платформ
 Фашии траппов (1—3): 1 — интрузивная, 2 — вулканогенно-обломочная, 3 — эффузивная

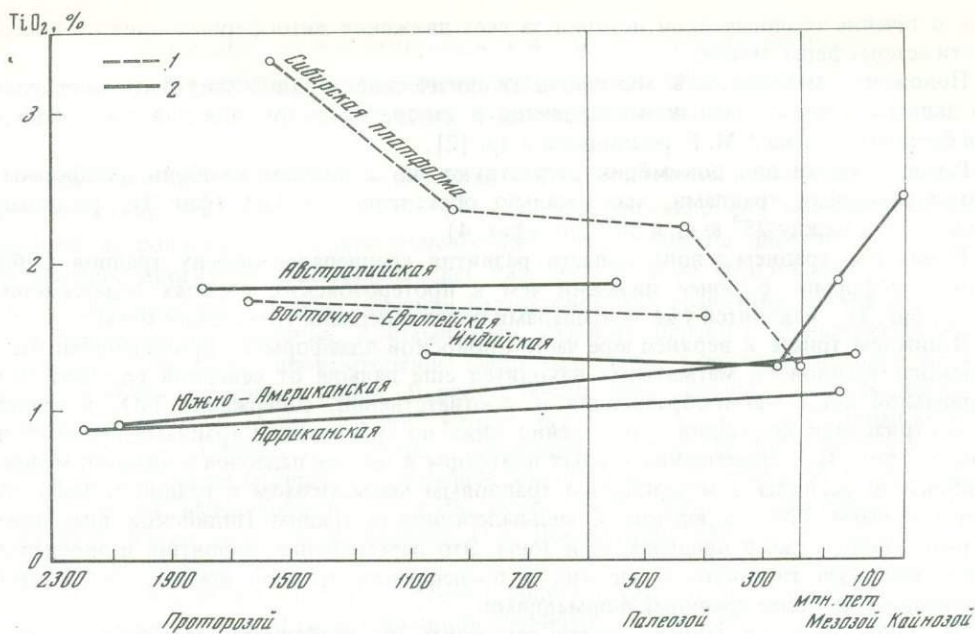
$$\frac{Fe}{Fe+Mg} \times 100$$



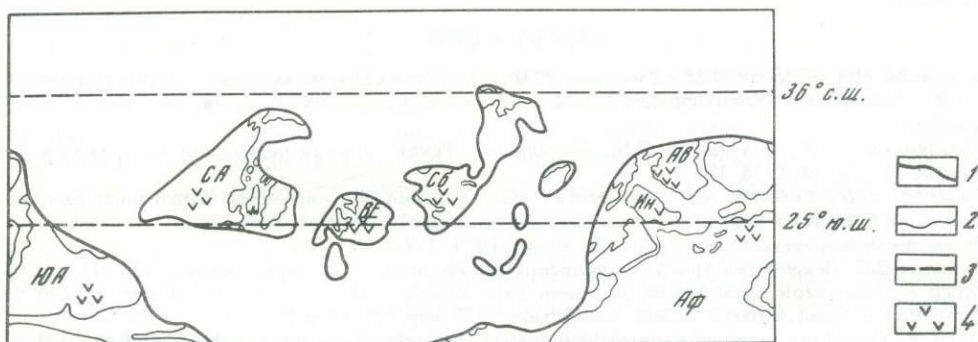
Фиг. 2. Вариации коэффициента железистости в траппах разного возраста
 Платформы: 1 — северные, 2 — южные

простираения хребтов позволяет выявить провинциальные особенности мантийного магмообразования в масштабах всей планеты.

В зоне срединно-атлантического хребта такие исследования были выполнены коллективом исследователей во главе с Л.В. Дмитриевым [3], в результате чего установлено, что в поясе между 25° ю.ш. и 36° с.ш. базальты формировались из расплавов, обогащенных SiO₂, TiO₂, Na₂O и обедненных MgO, по сравнению с магмами, поступающими к поверхности в более северных или южных частях хребта. Высказано



Фиг. 3. Вариации TiO_2 в трапгах разного возраста Платформы: северные (1) и южные (2)



Фиг. 4. Положение древних платформ в нижнем кембрии

Платформы: Ав – Австралийская, Аф – Африканская, ВЕ – Восточно-Европейская, Ин – Индийская, Сб – Сибирская, Са – Северо-Американская, ЮА – Южно-Американская. 1 – древние контуры материков, 2 – современные контуры материков, 3 – границы зоны генерации базальтов с повышенным содержанием SiO_2 , TiO_2 , Na_2O и пониженным – MgO , 4 – области развития траппов

мнение, что эти отличия обусловлены генерацией магмы в экваториальной зоне на меньшей глубине (15–20 км), чем в более северных и южных широтах (25–30 км).

Можно предположить, что меньшая глубина магматических очагов в экваториальной зоне связана, например, с максимальным проявлением здесь центробежных сил вращения Земли. В этом случае, пояс генерации относительно высокотитанистых и низкомагнезиальных магм будет выражен в масштабе всей планеты.

Какие следствия имеет этот постулат для решения проблемы о причинах выявленной направленности эволюции магматизма древних платформ?

Одними из наиболее важных теоретических результатов геолого-геофизических исследований в океане было формулирование концепций новой глобальной тектоники, одним из тезисов которой является вывод о крупных перемещениях матери-

ков в течение геологической истории за счет движения литосферных плит по поверхности астеносферы Земли.

Положение материков в минувшие геологические эпохи может быть определено по данным палеомагнитных исследований и такая реконструкция для всего фанерозоя была выполнена А.М. Городничким и др. [2].

Реконструкции для докембрия отсутствуют, но в нижнем кембрии платформы с протерозойскими траппами, максимально обогащенными TiO_2 (фиг. 3), располагались в поясе между 25° ю.ш. и 36° с.ш. (фиг. 4).

В нижнем—среднем девоне области развития среднепалеозойских траппов Сибирской платформы, с более низкими чем в протерозойских породах содержаниями TiO_2 (фиг. 3), находятся уже за пределами пояса генерации титанистых магм.

В нижнем триасе и верхней юре часть Сибирской платформы с проявлениями мезозойского траппового магматизма находится еще дальше от северной границы экваториальной зоны магмообразования и, соответственно, содержания TiO_2 в траппах пермо-триасовой формации существенно ниже по сравнению с траппами среднего палеозоя (фиг. 3). Перемещения южных платформ в течение палеозоя и нижнего мезозоя приблизили регионы с мезозойским трапповым магматизмом к границам зоны обогащения магм TiO_2 , а юрские и мел-палеогеновые траппы Индийской платформы формировались уже в пределах этой зоны. Это перемещение, вероятно, и определило более высокую титанистость юрских и послейурских траппов южных платформ по сравнению с их более древними формациями.

На основе всего сказанного можно заключить, что особенности состава и эволюции разновозрастных траппов древних платформ могли определиться перемещениями соответствующих литосферных плит над зонами разнотипного магмообразования в мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И.* и др. Эволюция магматизма в истории Земли. — В кн.: Петрология. Международный геологический конгресс, XXVI сессия. М.: Наука, 1980, с. 3—13.
2. *Городничкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
3. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.А.* Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава. — *Геохимия*, 1979, №2, с. 163—178.
4. *Магматические формации СССР*. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 319 с.
5. *Соболев В.С.* Петрология траппов Сибирской платформы. — *Тр. Аркт. ин-та*, 1936, 43, с. 224.
6. *Annels R.* Proterozoic flood basalts of eastern Lake Superior: the Keweenaw volcanic rocks of the Mamainse Point area, Ontario. — *Geol. Sur. Canada*, 1973, pap. 72—10, p. 51.
7. *Brunn V. Von.* Note on some basic rocks in western Dronning Maud Land. — In: *Antarctic Geology*. Amsterdam, 1964, p. 415—418.
8. *Button A.* Low-potash pillow basalts in the Pretoria Group, Transvaal supergroup. — *Trans. geol. soc. South Africa*. 1974, vol. 77, pt. 2, p. 99—104.
9. *Cox K.G., MacDonald R., Hornung G.* Geochemical and petrographic provinces in the Karroo basalts of Southern Africa. — *Amer. Miner.*, 1967, N 9—10, p. 1451—1474.
10. *Ghose N.C.* Chemical characteristics of Some Basaltic Rocks of India. — *Bull. volcan.*, 1972, vol. 35, fasc. 4, p. 2.
11. *Hawkes D.D.* The petrology of the Guiana dolerites. *Geol. Magas.*, 1966, vol. 103, N 4, p. 320—335.
12. *Joplin G.A.* Chemical analyses of Australian Rocks. P. 3. Igneous and metamorphic, supplement 1961—1969. — Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics (Australia, Canberra). Bull. 146. 1975. 266 p.

ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ, ИХ ГЕНЕЗИС И ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ

Успехи, достигнутые за прошедшие годы в области изучения щелочного магматизма, продемонстрировали значение этих пород как для расшифровки общетеоретических проблем петрологии, так и для решения сырьевых вопросов. Щелочные породы на протяжении многих лет рассматривались как экзотические образования, формирующиеся при длительной дифференциации базальтовой или гранитной магмы и ведущей роли процессов ассимиляции, контаминации, газового переноса. В настоящее время обосновано мантийное происхождение щелочных магм, выявлено большое практическое значение щелочных пород. В ряде случаев сами щелочные породы являются рудами на глинозем, калий, фосфор, железо, редкие элементы, либо с ними связаны месторождения полезных ископаемых. Коренному пересмотру представлений о природе и практической значимости щелочных пород немало способствовали труды крупнейших ученых, работавших в нашем Институте — Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, А.Е. Ферсмана, Б.М. Куплетского, К.А. Власова, О.А. Воробьевой, Э.М. Куплетской, Е.Е. Костылевой и их учеников.

В центре внимания петрологов остается вопрос о генезисе щелочных пород и причинах их разнообразия. Его актуальность очевидна — только изучив процессы, обусловившие изменчивость состава пород, можно понять эволюцию щелочного магматизма, определить его роль в истории Земли, расшифровать условия, приводящие к концентрации связанных с ними полезных компонентов, а также причины возникновения различных щелочных магматических серий.

Щелочные магматические серии. В природе щелочные породы, как правило, встречаются в составе разнообразных магматических (плутонических и вулканических) серий, каждая из которых характеризуется специфическим по химическому и минеральному составу набором пород, геолого-тектоническими и физико-химическими условиями происхождения и формирования. Среди щелочных магматических серий на основе современных принципов классификации могут быть выделены группы, включающие щелочные ультраосновные, щелочные основные и щелочные средние¹ породы. Кроме того, в каждой из этих групп по преобладанию натрия или калия выделяются калиево-натриевые, калиевые и натриевые серии пород. Обнаруживаются вариации состава серий в зависимости от глубины формирования, причем удается различать эффузивные, гипабиссальные и мезоабиссальные их фации.

Широкие вариации состава — специфическая особенность щелочных пород. Они различаются не только по химизму и минеральным парагенезисам, но и по составу породообразующих минералов. Их многообразие обусловлено совокупностью взаимосвязанных факторов, главнейшие из которых рассматриваются ниже. Несомненно, состав щелочных пород, а главное — поведение рудных компонентов во многом зависят также от характера поздних и послемагматических процессов (карбонатизация, альбитизация, либнеритизация и др.). Однако при оценке их влияния следует иметь в виду экспериментальные данные [3], показавшие, что высокощелочные (агпайтовые) расплавы растворяют практически неограниченное количество летучих (вода, фтор) и только при кристаллизации менее щелочных расплавов возможно отделение флюидной фазы, обуславливающей фенитизацию вмещающих толщ и послемагматические процессы. В настоящей статье рассмотрены наиболее общие факторы, определяющие генезис и разнообразие щелочных магматических серий пород².

¹ Группа щелочных средних пород ($\text{SiO}_2 = 53-64\%$, $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} = 10 = 21\%$) включает главным образом нефелиновые и щелочные сиениты.

² Щелочные кислые породы в настоящей статье не рассматриваются.

Состав исходных щелочных магм. За прошедшие 50 лет коренным образом изменилось представление об источнике щелочных магм. Геологопетрографические и экспериментальные данные, позволяющие моделировать условия глубинного магмообразования, доказали возможность возникновения щелочных магм при процессах частичного плавления вещества верхней мантии [10]. Однако отдельные аспекты этого процесса продолжают дискутироваться, в том числе обсуждается состав выплавляемых щелочных расплавов, их принадлежность к "первичным" или "производным" магмам, количество "первичных" щелочных магм. Результаты изучения щелочных магматических серий пород позволяют обсудить некоторые из этих вопросов.

Прежде всего остановимся на исходных для рассматриваемых серий щелочных магмах. Представление об их составе получено на основании расчетов приближенных средних по магматическим сериям и крупным плутонам, а также их сопоставления с распространенными типами лав [5]. Было выявлено, что исходный расплав для магматических серий щелочного ультраосновного состава приближается к оливиновым меланефелинитам или нефелиновым пикритам и только в некоторых провинциях (Восточно-Саянская) — к альноитам. Средний состав магматических серий щелочных основных пород калиево-натриевого ряда отвечает щелочному оливиновому базальту или тефриту. Среди щелочных основных серий пород калиевого ряда наиболее распространены, по-видимому, производные калиевых оливиновых базальтов или лейцитовых тефритов. Вместе с тем для обогащенных калием резко недосыщенных кремнекислотой эффузивных серий Западного рифта Африки многие исследователи считают магматический расплав состава угандита. Что касается магматических серий щелочных средних пород, то исходным для них были фонолитовые расплавы, в разной степени насыщенные щелочами и летучими компонентами, варьирующие по содержанию калия — натрия и ряда других элементов.

Одним из доказательств реальности существования нескольких щелочных магм, являющихся родоначальными для различных групп магматических серий пород, служат геохимические критерии. На диаграмме (фиг. 1) показаны содержания некоторых элементов и их соотношения в трех из рассматриваемых группах магматических серий (щелочных ультраосновных пород калиево-натриевого ряда, щелочных основных пород калиево-натриевого и калиевого рядов). Обращает на себя внимание, что породы каждой группы серий характеризуются определенной спецификой и образуют обособленные поля. При этом намечаются сходные тенденции изменения индикаторных отношений элементов в вулканогенных (лавы) и интрузивных сериях одной группы вне зависимости от их провинциальной приуроченности.

Не только породы, но и сквозные пороодообразующие минералы (оливин, пироксен, нефелин, амфибол, слюда) имеют определенные типоморфные особенности состава, характерные для каждой из рассматриваемых серий. Приведем только один пример: для всех пороодообразующих минералов щелочных основных пород калиево-натриевого ряда типично повышенное содержание кальция: пироксены представлены салитом, и даже в составе таких минералов как нефелин, оливин отмечаются максимальные из известных изоморфных примесей кальция.

Несмотря на то, что данные о содержаниях малых элементов в породах и пороодообразующих минералах щелочных серий еще ограничены (особенно для эффузивов), геохимическая специфика каждой из них устанавливается достаточно четко и скорее всего обусловлена именно вариациями исходных щелочных магм. Их различия предопределены, по-видимому, целым комплексом причин; в том числе: неоднородностью состава верхней мантии, колебаниями $P-T$ условий образования магматических расплавов, как и уровней их генерации, разной степенью плавления вещества, неодинаковыми флюидным, тепловым и тектоническим режимом [9]. Значение последнего выявляется при анализе геологоструктурного положения различных щелочных магматических серий.

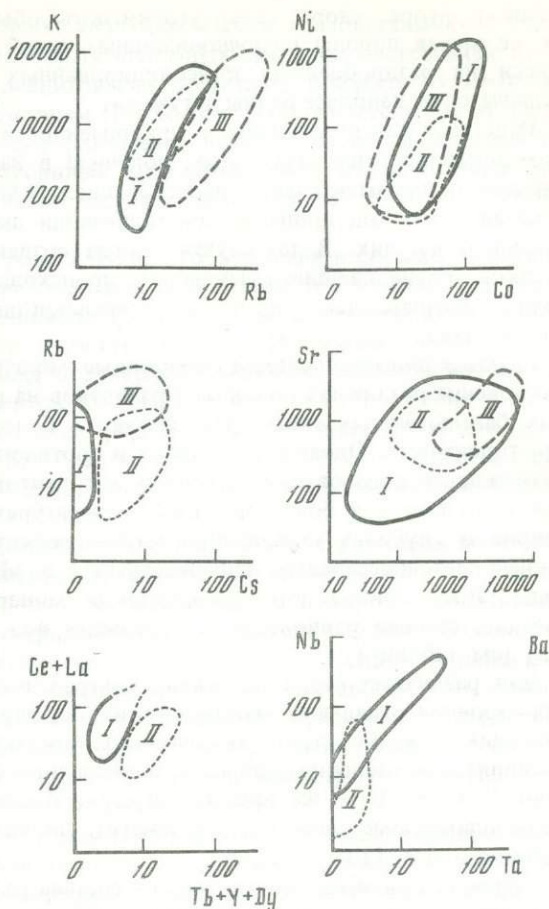
Тектонический режим формирования. Сравнительное изучение щелочных магматических серий, распространенных в различных провинциях Советского Союза, и ана-

Фиг.1. Соотношение некоторых индикаторных элементов (г/г) в магматических сериях щелочных ультраосновных пород К-Na ряда (I), щелочных основных пород К-Na ряда (II), и щелочных основных пород К-ряда (III)

лиз их геологоструктурного положения позволил авторам выявить особое свойство щелочного магматизма как индикатора тектонических режимов [2, 9]. Группа серий щелочно-ультраосновного состава с карбонатитами характерна для различных структур, развивающихся на древних платформах, в то время как серии пород щелочно-основного состава наиболее типичны для областей завершённой складчатости, периодически вовлекавшихся в орогенетические движения. Калиевые серии развиты в рифтах и других зонах активизации. Магматические серии пород возникали при различной геолого-тектонической обстановке, но необходимым условием их образования было завершение формирования консолидированной гранитно-метаморфической коры, подвергшейся дроблению и перестройке в эпохи орогенетических и активизационных тектоно-магматических движений. Отметим попутно, что щелочные серии пород образуют магматические комплексы центрального типа [7].

В некоторых регионах удастся проследить влияние локальных изменений тектонической обстановки на состав щелочных серий. Так, в Кузнецком Алатау степень дифференциации и состав пород щелочно-основных серий в значительной мере зависят от времени и условий консолидации отдельных структурных блоков в пределах области завершённой складчатости [1].

Наблюдается изменение состава серий щелочных средних пород в зависимости от степени консолидации вмещающих (обычно древних) и магмоконтролирующих (новообразованных) структур. Только на жестком прото-архейском или докембрийском фундаменте, рассеченном сквозными (трансструктурными) разломами, достигавшими, по-видимому, верхней мантии, формировались серии фельдшпатоидных сиенитов с поздними агпайтовыми и ультраагпайтовыми членами. По мере дробления консолидированных вмещающих структур (байкальских, раннекаледонских и др.) в составе серий возрастала роль щелочных и субщелочных сиенитов, а среди фельдшпатоидных пород доминирующее значение приобретали недосыщенные щелочами высокоглиноземистые миаскиты. Разная геолого-тектоническая обстановка формирования щелочных магматических серий отражалась на концентрации и составе летучих, а также рудных компонентов [5]. Их максимальные содержания присущи сериям высокощелочных фельдшпатоидных (агпайтовых) сиенитов, а также сериям щелочных ультраосновных пород, распространенным в пределах платформ. Данные серии характеризуются наиболее широким спектром летучих F, Cl, CO₂, S, причем максимальные концентрации углекислоты характерны для щелочно-ультраосновных серий, с которыми связаны карбонатиты. Значительные содержания (на порядок выше



кларка) фтора, хлора, серы, углекислоты обычны и для калиевых серий пород. В то же время породы щелочно-основных серий калиево-натриевого ряда, формирующиеся на раздробленных консолидированных поднятиях в областях завершенной складчатости, наиболее бедны летучими.

Известная закономерность о приуроченности щелочных пород к наиболее стабильным тектоническим структурам получила в настоящее время определенное объяснение при экспериментальных исследованиях. В частности, при плавлении тералита было показано, что ход процесса кристаллизации щелочного расплава зависит от режима натрия и летучих. В тех случаях, когда создаются условия для отделения летучих (резкое снятие внешнего давления), происходит вынос вместе с ними натрия, и щелочные расплавы дают ряд пород нормальной щелочности, субщелочного или нормального состава.

Глубина формирования. Современные модели магмообразования допускают возникновение различных по составу расплавов на разных глубинах. При этом для щелочных базальтоидных магм предполагаются более глубокие уровни выплавления, чем для толеитовых. Однако существует и противоположная точка зрения, доказывающая возможность образования щелочных и толеитовых базальтов на одних и тех же глубинах, только при более высоких температурах для первых из них. Не менее важен вопрос о глубинах становления магматических очагов, сопровождающихся образованием мезоабиссальных, гипабиссальных и эффузивных магматических серий. Породы таких серий заметно варьируют по минеральному составу, степени раскристаллизации, степени равновесия минеральных фаз, хотя и близки по химическому составу (см. таблицу).

Для различных серий щелочных ультраосновных пород на основании реконструкции строения отдельных магматических тел опубликованы данные о глубинах их становления. Так, для серий, включающих, помимо щелочных разностей и карбонатитов, оливиниты, мелилитовые породы, вычисленные глубины становления массивов составляют 1–4 км. В то же время, для серии пироксенит, мельтейгит, ийолит, малиньит, фельдшпатоидные сиениты, карбонатит, порядок глубины формирования массивов оцениваются 9–11 км.

Причины изменения минерального состава разноглубинных серий щелочных ультраосновных пород, судя по экспериментальным данным, определяются физико-химическими параметрами устойчивости оливина, мелилита, пироксена. В частности, с возрастанием давления, а также при уменьшении содержания щелочей и воды или добавки высоковалентных катионов-комплексобразователей (углерод, титан, фосфор) поле устойчивости пироксена расширяется за счет сокращения поля устойчивости оливина. Поле устойчивости акерманита, как известно, ограничено давлением 14 кбар, а в присутствии воды — 10,2 кбар, т.е. с глубиной оливиниты должны сменяться пироксенитами, а мелилитовые породы окажутся нестабильными. Именно в этой связи в наиболее глубинных сериях щелочных ультраосновных пород оливиниты и мелилитовые породы отсутствуют (таблица, серия 3). Следует также иметь в виду, что не обнаруживаются статистически значимые различия между химическими составами пироксенитов и кугдитов, турьита и ийолита. По-видимому, из одного и того же расплава, в зависимости от физико-химических условий, возможно образование таких, казалось бы, различных пород, как существенно мелилитовые, существенно пироксеновые и нефелин-пироксеновые.

Возрастание давления по мере увеличения глубины становления щелочных серий оказывает особенно заметное воздействие на минеральные парагенезисы пород, в состав которых входят лейцит и анальцим, характеризуется узкими параметрами устойчивости. Известна более чем полувековая дискуссия о природе псевдолейцитовых пород, особенно обогащенных натрием псевдолейцитов. Согласно последним экспериментальным данным, допускается образование K-Na-псевдолейцита при распаде обнаруженной в экспериментах кубической фазы K-Na-анальцима. При этом возникает вопрос, какая же из щелочных пород является глубинным (мезоабиссальным)

эквивалентом вулканогенных лейцитовых, анальцимовых и гипабиссальных псевдолейцитовых пород. Наблюдаемые в некоторых щелочных массивах постепенные переходы между нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, близость их химизма, и наконец, анализ экспериментальной системы $\text{Ne}-\text{Kc}-\text{Kv}-\text{H}_2\text{O}$ свидетельствуют о возможности фациальных переходов близповерхностных лейцит-, анальцим- или псевдолейцитсодержащих пород в более глубинные мезоабиссальные кальсилитовые или нефелитовые сиениты, что наиболее часто встречается в пределах вулканоплутонических комплексов центрального типа.

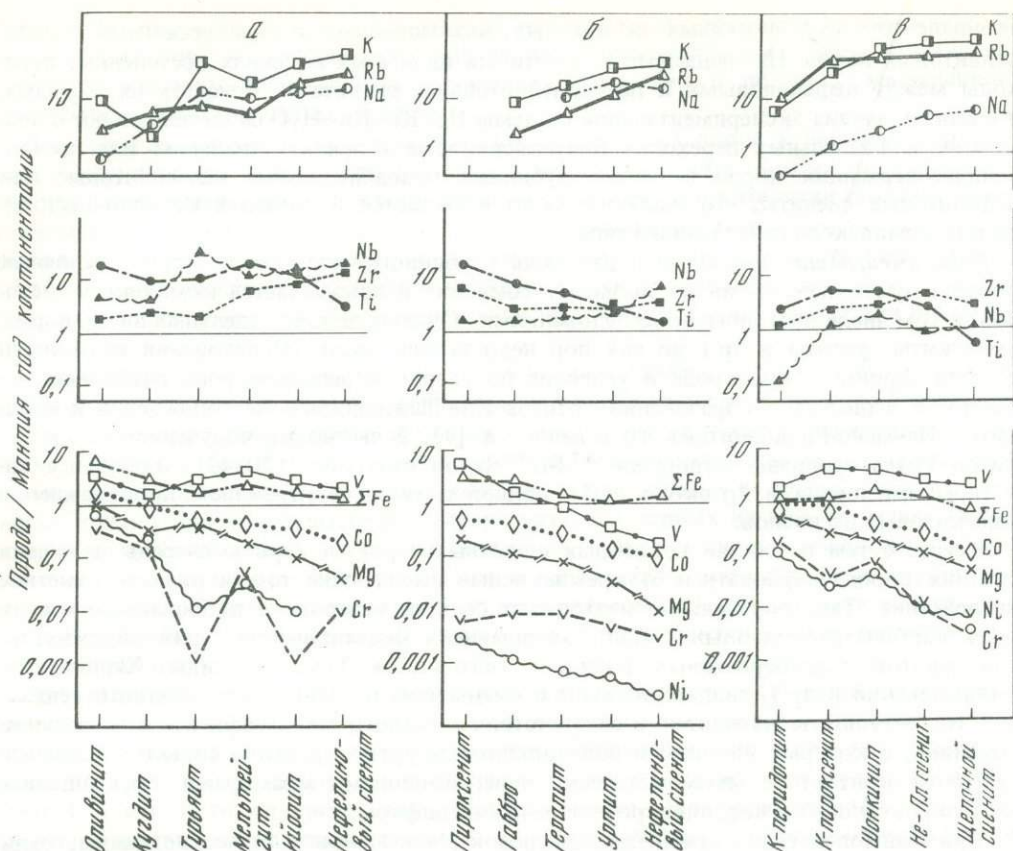
Роль вмещающих пород. Ведущая роль глубинного вещества в составе щелочных пород в настоящее время не вызывает сомнения и доказывается комплексом методов, в том числе изотопными исследованиями. Однако генезис отдельных видов пород (миаскиты, уртиты и др.) до сих пор недостаточно ясен. Исследования изотопного состава стронция, кислорода и углерода подтвердили ведущую роль глубинных источников вещества в образовании уртитов Кия-Шалтырского месторождения и миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса [4]. В частности, полученное для миаскитов Урала первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по изохроне, $0,70349 \pm 0,0002$ и силикатного кислорода $\delta^{18}\text{O}$ около $+5,5\%$ свидетельствуют о глубинном происхождении миаскитовых расплавов.

Вместе с тем на состав некоторых щелочных серий, в первую очередь щелочных средних пород, карбонатные и кремнекислые вмещающие толщи оказали заметное воздействие. Так, определение изотопного состава углерода и карбонатного кислорода карбонатитоподобных пород, завершающих формирование серий ийолит-уртитов, ювитов, геденбергитовых фойяитов (юго-восток Тувы, массивы: Харлинский, Баянкольский и др.), свидетельствуют о смешанном источнике карбонатного вещества. Эти результаты находятся в соответствии с геолого-петрографическим строением массивов, в которых ийолиты и полевошпатовые уртиты развиты только в непосредственном контакте с метасоматически переработанными мраморами, превращенными в пироксеновые и нефелинпироксеновые кальцифиры.

При взаимодействии с кремнекислой средой (гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды) в эндоконтактных частях фойяитовых и миаскитовых интрузивов возникали сиенитовые породы (от плагиоклаз- до нефелинсодержащих), образуя пуласкит-фойяитовые и сиенит-миаскитовые интрузивные серии. Обменные реакции в системе нефелинсиенитовый расплав — равновесный магматический раствор — вмещающая среда обусловили различный ход кристаллизационного процесса и способствовали возникновению специфических остаточных дифференциатов, пересыщенных кальцием и углекислотой (жильные кальцитсодержащие пегматиты и карбонатитоподобные породы, Харлинский массив) или щелочами, особенно натрием (жильные эгириновые фойяиты, мариуполиты и эвдиалитовые пегматиты, Коргеретабинский массив).

Процессы дифференциации. Учитывая значительные глубины (порядка 100 км), на которых, согласно современным данным, происходит зарождение первичных щелочных магм, вполне обосновано допустить, что в процессе подъема они претерпели определенные изменения, в первую очередь за счет процессов фракционной кристаллизации [10]. Судя по результатам изучения щелочных магматических серий, процессы дифференциации имели место и на более высоких уровнях — в промежуточных магматических очагах и непосредственно в камерах плутонов. О значительных масштабах последних свидетельствуют первично-расслоенные массивы ловозерского типа, для которых нельзя отрицать длительную внутрикамерную дифференциацию, хотя доля участия отдельных процессов (кристаллизационного, ликвации, газового переноса и др.) еще недостаточно ясна.

Изменение состава магматических пород в составе щелочно-ультраосновных и щелочно-основных серий, по-видимому, также являлось результатом длительной дифференциации (в первую очередь кристаллизационной) родоначальных расплавов в промежуточных очагах. В числе признаков кристаллизационной дифференциации, устанавливаемых в этих сериях, отметим: 1) закономерную смену минеральных параге-



Фиг. 2. Распределение элементов в последовательно образующихся породах (от древних к молодым) интрузивных серий щелочно-ультраосновного состава К-Na-ряда (а), щелочно-основного состава К-Na-ряда (б), щелочно-основного состава К-ряда (в)

незисов с сохранением, по крайней мере, одного породообразующего минерала в каждом новом парагенезисе; 2) взаимосвязанное изменение состава породообразующих минералов и состава пород. Так, в оливине от ранних к поздним членам серии увеличивается содержание фаялитового компонента параллельно с возрастанием железистости пород. Возрастание роли калия в поздних дифференциатах щелочно-основной серии К-Na ряда сопровождалось возрастанием кальсилитового компонента в нефелине. Подобная тенденция проявлена и в щелочно-ультраосновной серии, хотя на самых заключительных стадиях в нефелинсодержащих сиенитах отмечено резкое уменьшение К-составляющей в нефелине. Основные тенденции изменения составов магматических пород в трех сериях щелочных ультраосновных пород К-Na ряда, щелочных основных пород К-Na и К рядов отражены на диаграмме (фиг. 2), где данные по каждому элементу представлены в виде отношения к его содержанию в гипотетической мантии, по Лутцу [6]. Это позволяет определить степень обеднения или обогащения породы определенным элементом по сравнению с составом мантии. В составе пород рассматриваемых серий происходит увеличение содержаний глинозема, кремнезема и щелочей от ранних членов серий к поздним с параллельным уменьшением элементов группа железа. Вместе с тем каждая из рассматриваемых серий характеризуется и специфическими особенностями. В их числе привлекает внимание неодинаковая степень накопления натрия и калия в породах различных серий. В частности, в калиевой серии (фиг. 2в), наряду с некоторым обогащением пород калием,

обращает внимание обеднение их натрием, что и определяет резкое возрастание К/Na отношения в этих породах.

Знание причин разнообразия щелочных магматических серий, их гетерогенности позволит изучить роль щелочного магматизма как многоплановой физико-химической системы в формировании земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреева Е.Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 170 с.
2. *Воробьева О.А., Яшина Р.М., Свешникова Е.В., Кононова В.А., Андреева Е.Д.* Условия формирования щелочных пород (на материалах СССР). — В кн.: Минералогия./ МГК 24 сессия. М.: Наука, 1972, с. 5–23.
3. *Козарко Л.Н.* Проблемы генезиса апаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
4. *Кононова В.А.* Щелочные магматические серии пород и источники слагающего их вещества (по данным изотопных отношений Sr, O, C). — В кн.: Петрология./ МГК 26 сессия. М.: Наука, 1980, с. 30–40.
5. *Кононова В.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.* Роль щелочного магматизма в формировании месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976, с. 70–96.
6. *Луц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
7. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 184 с.
8. *Яшина Р.М.* Нефелин-сиенитовый магматизм в континентальных структурах с различным тектоническим режимом. — В кн.: Петрология./ МГК 26 сессия. М.: Наука, 1980, с. 129–150.
9. *Яшина Р.М., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Андреева Е.Д.* Щелочные формации как индикатор тектонического режима в главнейших континентальных структурах земной коры. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 16–35.
10. The evolution of the igneous rocks. Fiftieth Anniversary Perspectives. Ed. H.S. Yoder, Jr. Princeton University, Press, Princeton, New Jersey: 1979.

УДК 552.11,553.5,553.2

В.И. КОВАЛЕНКО, М.Г. РУБ

ПРОБЛЕМЫ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Роль магматизма в эндогенном рудообразовании всегда занимала одно из ведущих положений в ряду различных петрологических исследований, проводимых в отделе петрографии ИГЕМ АН СССР.

Эндогенное породообразование и рудообразование — это процессы, связанные между собой во времени и пространстве. Главным рудогенерирующим процессом для эндогенных месторождений является магматизм. Только детальное комплексное изучение магматических и постмагматических пород поможет определить место рудных процессов в общем ходе развития магматизма, характер связи с ним оруденения и возможные источники рудного вещества.

Большой вклад в исследование проблемы рудоносности магматических образований внесли петрографы ИГЕМ (Г.Д. Афанасьев [1], В.С. Коптев-Дворников [12], О.А. Воробьева [3], Ф.К. Шипулин [20], М.А. Фаворская [19], И.Д. Рябчиков [16] и многие другие), а также исследователи других учреждений: Л.В. Таусон [17, 18], В.Л. Барсуков [2], Л.Н. Овчинников [11], Э.П. Изох [6], И.Н. Говоров [4] и др. Несмотря на то что мы далеки от окончательного решения этой крайне сложной и многообразной проблемы, в данном кратком сообщении, являющемся результатом обобщения исследований петрографов ИГЕМ АН СССР (в том числе авторов и других исследователей [10, 13, 14]), целесообразно остановиться только на некоторых принципиальных положениях.

Понятие потенциальной рудоносности магматических пород (или слагаемых ими

геологических тел) подразумевает способность их генерировать в благоприятных тектонических и геологических условиях рудные месторождения (или проявления). Способность магматических пород генерировать месторождения полезных ископаемых может быть связана непосредственно с концентрированием и соответствующим отделением рудного вещества в процессе образования магматической породы и ее постмагматической истории. В этом случае говорят о генетической связи оруденения с магматической породой. Возможны и более сложные проявления связи магматизма с рудными месторождениями. В частности, такая связь может осуществляться через единый источник магматических пород и рудного вещества без непосредственной генерации последнего магматической системой. Возможно, что формирование одних магматических пород способно мобилизовать рудное вещество из других пород, без взаимодействия с которыми рудные месторождения не образовались бы.

Вероятны и другие соотношения между магматическими породами и оруденением. Во всех случаях, когда существует пространственная связь между магматической породой и оруденением независимо от генетического или парагенетического ее смысла, по-видимому, можно говорить о позитивной роли магматических пород (совместно с другими факторами) в рудогенезе, а следовательно, о способности данных магматических пород генерировать месторождения полезных ископаемых. В связи с этим мы допускаем распространение понятия потенциальной рудоносности не только на те магматические породы, для которых отчетливо устанавливается генетическая связь с оруденением (редкометальные граниты, хромиты, медно-никелевые месторождения), но и на некоторые другие магматические породы или их ассоциации, для которых при наличии пространственной связи с оруденением генетическое родство не является очевидным (гидротермальные месторождения серебра, золота, олова (касситерит-сульфидной формации), меди, молибдена и др.).

Ранее для выявления связи эндогенных рудных месторождений с магматическими горными породами использовалось понятие металлогенической специализации магматических пород. Не вдаваясь в существо различий вкладываемых в понятия "металлогеническая специализация" и "потенциальная рудоносность" [18], отметим, что по существу в настоящее время их используют как синонимы. Потенциальную рудоносность или металлогеническую специализацию магматических пород можно рассматривать с разной степенью детальности в зависимости от поставленных задач. Общеизвестна связь определенных и характерных ассоциаций магматических и рудных формаций с различными стадиями развития геосинклинальных систем. Фактически выявление этой связи сыграло решающую роль в понимании континентального магматизма, рудообразования, а также в открытии большого числа рудных месторождений. В настоящее время более детальным является подход к оценке потенциальной рудоносности отдельных массивов магматических пород.

В связи с этим представляется целесообразным разграничить понятия "металлогеническая специализация" и "потенциальная рудоносность" магматических пород, оставив последнее для конкретных их массивов. Тогда смысл понятия "металлогеническая специализация" может быть определен статистической выдержанностью пространственной и временной связи характерных магматических формаций, их ассоциаций, серий, рядов с определенными рудными формациями [5]. Например, можно говорить о металлогенической специализации на медь, колчеданы, полиметаллы магматических пород офиолитовой ассоциации, поскольку с последними связаны медно-колчеданные и полиметаллические месторождения; металлогеническая специализация на медь, молибден и некоторые другие элементы характерна для известково-щелочных магматических формаций; металлогеническая специализация на олово, вольфрам, тантал типична для лейкогранитовых плутонических формаций субщелочной и известково-щелочной серий, а на редкие земли и редкие элементы — для щелочных магматических формаций.

С появлением все новых данных по геологии океанов возникли новые гипотезы, пытающиеся связать геологические явления земной коры в целом (и океанической,

и континентальной). Наиболее популярной из таких гипотез является новая глобальная тектоника. В ее основе лежит факт наличия различных геодинамических обстановок (океанические рифтовые, континентальные рифтовые, островодужные, активных окраин континентов с краевыми вулканическими поясами и т.п.), ответственных за образование вполне специфических магматических ассоциаций и связанных с ними рудных объектов. Для настоящего доклада важно, что в этом случае появляются возможности конкретизации связи оруденения и магматизма в глобальном масштабе. Например, для внутриконтинентальных рифтов намечается зональность магматических пород с образованием щелочных формаций с редкометальными проявлениями на крыльях рифтов и толеитовых магматических серий в их долинах, нередко сопровождающихся проявлениями свинца и меди.

Другого типа зональность магматизма и оруденения выявляется для островодужных обстановок, для режимов активных окраин континентов и т.п. Фактически мы имеем здесь статически выдержанную пространственную связь определенных магматических и рудных формаций (а также ассоциаций магматических формаций), ответственную за образование петрографических и металлогенических провинций, эпох, поясов. При таком мелкомасштабном анализе связи магматизма и оруденения очень многие магматические формации могут рассматриваться в качестве металлогенически специализированных. Понятно, что при такой трактовке потенциально рудоносными оказываются только некоторые массивы из металлогенически специализированных формаций или их ассоциаций. В чем же причина потенциальной рудоносности таких массивов?

В последние годы мы рассматриваем потенциальную рудоносность как синоним рудообразующей способности, т.е. способности магматических комплексов концентрировать и отщеплять рудные и летучие компоненты с образованием определенных типов рудной минерализации. Эта способность определяется целым рядом факторов, среди которых большая роль принадлежит составу исходного расплава, который наряду с физико-химическими условиями в значительной мере определяет направленность и относительную роль различных петрогенетических процессов при становлении потенциально рудоносных магматических массивов. В свою очередь, состав исходных расплавов в значительной мере зависит от способа и глубины их генерации и отражается на петрографическом облике возникающих при их кристаллизации пород. Подавляющее большинство советских и зарубежных исследователей рассматривают магматические расплавы как источники флюидов и ряда рудных элементов.

О магматической природе ряда рудных элементов свидетельствуют исследования советских вулканологов, которые на вулканологическом совещании показали наличие ряда рудных элементов в эксгальциях современных вулканов. Кроме того, о магматической природе таких рудных элементов как Ta, Sn, W свидетельствует присутствие их в вулканических породах — онгонитах, комендитах, пантеллеритах [7], а также в породообразующих и акцессорных минералах, кристаллизующихся в позднемагматическую стадию [4]. Исследования на электроннозондовом микроанализаторе показали, что частично рудные элементы (Sn, Ta, W) присутствуют в породообразующих и акцессорных минералах в виде изоморфной примеси. Однако, главными концентраторами рудных элементов являются присутствующие в этих минералах микровключения рудных минералов.

О магматической природе таких рудных элементов, как Sn, Ta, Nb, W, свидетельствует также участие их в процессах дифференциации. Геолого-петрографическое и петрогеохимическое изучение пород рудоносных магматических комплексов ряда рудных районов СССР и некоторых зарубежных стран свидетельствует о том, что эволюция состава генерировавших их расплавов в значительной степени определялась процессами дифференциации. Влияние процессов дифференциации отражается как в закономерном изменении петрогеохимических особенностей пород последовательно формирующихся фаз и субфаз комплексов, так и в направленной смене состава их главных породообразующих и акцессорных минералов. Такие же изменения наблю-

даются в направлении от глубинных уровней к апикальным частям конкретных интрузивных тел.

Отмеченные изменения состава прежде всего выражаются в увеличении в последних дифференциатах рудоносных комплексов и в апикальных частях составляющих их интрузивных тел содержания кремнезема, щелочей, в том числе и редких, летучих и рудных элементов с одновременным уменьшением мафических компонентов и магнезиальности пород. Имеющиеся материалы по оловоносным докембрийским гранитоидам Северного Приладожья, ниже-среднепалеозойским гранитам Приханкайского района, верхнепалеозойским гранитоидам Южного Тянь-Шаня и Рудных Гор, меловым гранитоидам Словакии и Дальнего Востока и рудоносным гранитоидам других регионов отчетливо показывают, что различия в содержании указанных компонентов в породах ранних и поздних производных комплексов, а также в глубинных и апикальных частях интрузивов могут быть весьма значительными. Их величина в общем случае коррелируется с уровнем щелочности (особенно калиевой) и обогащенностью исходного расплава летучими, что находит отражение в составе ранних фаз. Так, например, в докембрийских оловоносных гранитоидах Северного Приладожья содержание ряда элементов повышается в направлении от гранитов первой фазы к гранитам третьей фазы: фтора — от 0,06 до 0,40%, редких щелочей — от тысячных долей процента до сотых долей, олова — от 8–10 до 25 г/т.

В ниже-среднепалеозойских оловоносных и редкометалльных гранитах Приморья от ранних фаз к заключительной субфазе содержание фтора повышается от сотых долей процента до 0,2–0,4%. В верхнепалеозойских оловоносных гранитах иньльчкского комплекса Южного Тянь-Шаня количество некоторых элементов повышается от гранитов первой фазы к гранитам заключительной фазы: фтора — от 0,24 до 0,35%, редких щелочей — от 0,03 до 0,05–0,08%, олова — от 27 до 55 г/т.

Отмеченные примеры, которые можно умножить, могут рассматриваться как указание на превалирующую роль при формировании оловоносных комплексов эманационной дифференциации.

Содержание щелочных и летучих компонентов в исходном расплаве определяет не только степень накопления и фракционирования различных (в том числе и рудных) компонентов, но и характер изменения кислотности—щелочности в последовательных его дифференциатах. Это находит отражение в особенностях состава породообразующих и аксессуарных минералов гранитоидов соответствующих фаз и субфаз. Так, в биотитах изученных рудоносных гранитоидов содержание ряда элементов повышается от биотитов ранних фаз к биотитам из гранитов заключительных фаз: фтора — от 0,7–1 до 2–3%, олова — от 80–100 до 400 г/т. Одновременно происходит изменение железистости и глиноземистости слюд, указывающее на постепенное поокисление последовательных дифференциатов исходного расплава.

В соответствии с этим состав редкоземельных элементов-примесей в аксессуарных апатитах и флюоритах гранитоидов последовательных фаз изменяется в сторону увеличения содержания элементов иттриевой подгруппы. Задачей будущих исследований является выявление признаков потенциальной рудоносности массивов магматических пород.

С методической точки зрения для изучения потенциально рудоносных магматических пород необходим выбор модельных геологических объектов (в частности, массивов интрузивных пород), с которыми пространственно связаны интересующие нас месторождения, и после выделения характерных признаков потенциальной рудоносности таких объектов необходимо выяснить возможность распространения их на другие геологические объекты изучаемой территории. Главный критерий для выбора модельных потенциально рудоносных массивов магматических пород — выдержанная пространственная связь их с рудными месторождениями. Конечно, для этого необходима классификация потенциально рудоносных массивов магматических пород с четкими критериями выделения каждого из ее подразделений. Такая классификация имеется пока только для отдельных регионов и металлогенических провинций.

На примере мезозоя Монголо-Охотского пояса (Забайкалье, Монголия) была предложена классификация потенциально рудоносных массивов плутонических пород, разделенных на ряд геохимических типов [8–10]. Геохимический тип массивов объединяет группу пород, близких по химическому и минеральному составу, по распределению редких элементов, по поведению петрогенных и редких элементов. Породы одного геохимического типа способны формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным набором поздних интрузивных фаз и послемагматических образований, в том числе и рудных.

Каждый из геохимических типов, или их определенные сочетания несут строго постоянную металлогеническую нагрузку. Выделены следующие геохимические типы потенциально рудоносных массивов гранитоидов: 1) стандартных гранитов, 2) литий-фтористых гранитов, 3) пород повышенной щелочности. Тип стандартных и литий-фтористых гранитов относится к известково-щелочным гранитоидам. Петрохимически и петрографически эти два типа пород бывает практически невозможно отличить. Главные различия их — в распределении редких элементов, концентрации которых в гранитах стандартного типа близки к кларкам и значительно выше кларка в гранитах литий-фтористого типа. Тип массивов литий-фтористых гранитов является потенциально рудоносным на комплексное редкометальное оруденение, а стандартный — на проявления вольфрама, олова, бериллия, в меньшей степени тантала. Тип пород повышенной щелочности является более многообразным по разновидностям оруденения. Для территории МНР известны редкометальные щелочные граниты с оруденением ниобия, циркония, редких земель и некоторых других элементов, а также приповерхностные трахит-латит-сиенитовые комплексы с редкоземельными карбонатами и магнетит-апатитовыми породами. В качестве примера перечислим характерные признаки потенциальной рудоносности массивов гранитов литий-фтористого типа, которые дополняют такие традиционные поисковые признаки многих эндогенных рудных проявлений, как наличие коренных проявлений рудной минерализации, шлиховые ореолы типоморфных и рудных минералов, геохимические ореолы экзоконтактных пород, куполовидные формы массивов, слабая эродированность последних [10].

Эти признаки следующие:

1. Широкое распространение лейкогранитов гипабиссальной фации глубинности, являющихся поздними продуктами дифференциации гранитоидных комплексов.
2. Наличие разностей гранитоидов, содержащих литиевые слюды, топаз, амазонит, альбит с характерными для редкометальных гранитов структурами и текстурами.
3. Ильменит-монацитовый или монацит-колумбитовый с флюоритом и топазом характер акцессорной минерализации.
4. Повышенные по сравнению со средними содержаниями в гранитах концентрации и особенно дисперсий содержаний типоморфных Li, Rb, F, Sn, Nb, Ta, Hf, иногда Be, W, понижение содержания Sr, Ba, TR и величины отношений Nb (Ta, Zr), Hf.
5. Обогащение типоморфными редкими элементами пород поздних фаз и апикальных частей куполовидных массивов.

НАЛИЧИЕ ЦВИТТЕРОВ, ФЕЛЬДШПАТИТОВ И АЛЬБИТИТОВ

Геохимические типы массивов гранитоидов, первоначально выделенные для мезозоя западной части Монголо-Охотского типа, выдерживаются для различных регионов и возрастных циклов. Но ими, конечно, далеко не ограничивается ряд потенциально рудоносных магматических пород, поскольку их выделение основывается на анализе связи магматизма и оруденения в металлогенических провинциях только монголо-охотского типа [5, 7]. Характерной особенностью таких провинций является широкое участие в формировании магматических пород корового вещества. Однако в других металлогенических провинциях участвуют и другие типы потенциально рудоносных магматических пород.

Так, на основании имеющегося большого фактического материала М.Г. Руб, В.А. Павлов, Н.Г. Гладков [13, 15] выделяют два генетических типа рудоносных в отношении Sn и W магматических ассоциаций. Особенности вещественного состава отмеченных образований позволяют полагать связь их с различными по генезису расплавами. Существенно гранитные ассоциации (геохимические типы стандартных и литий-фтористых гранитов) являются производными палингенных коровых расплавов, в то время как ассоциации, включающие монзонит-гранитный ряд пород, возникли за счет эволюции более глубоких магм. Судя по характеру наиболее ранних членов вулканических составляющих рудоносных ассоциаций, первичный состав подобных магма отвечал, вероятно, несколько обогащенным калием андезито-базальтам (вплоть до трахиандезитов).

Геолого-петрографическое и петро-геохимическое изучение пород рудоносных магматических ассоциаций обоих генетических типов свидетельствует о том, что эволюция создавших их расплавов в значительной степени определялась процессами дифференциации. Намечается определенный температурный ряд рудоносных магматических ассоциаций. Наиболее низкотемпературными ($550-650^{\circ}$) в этом ряду являются сиалические граниты, близкие по составу к литий-фтористым гранитам. Вторая группа оловоносных и вольфрамоносных палингенных гранитоидов кристаллизовалась при более высокой температуре порядка $700-750^{\circ}\text{C}$. Наиболее высокотемпературными ($750-850^{\circ}$) являются интрузивные породы магматических ассоциаций второго генетического типа. Существование двух генетических типов рудоносных в отношении олова и вольфрама магматических ассоциаций, возникших за счет разноглубинных расплавов, позволяет говорить о разноглубинном характере источников, связанных с ними оловянных и вольфрамовых месторождений.

Процессы дифференциации магматических расплавов, способствующие формированию потенциально рудоносных магматических пород, в полной мере еще не расшифрованы. Несомненно, что большую роль в такой дифференциации играют кристаллизационные (фракционирование) и эманационные процессы. Важнейшими параметрами этих процессов являются коэффициенты распределения элементов между минералами и магматическими расплавами или сосуществующими флюидами. Для конкретизации этого положения кратко рассмотрим некоторые критерии потенциальной рудоносности литий-фтористых (оловоносных) гранитоидов [9].

Одним из таких эмпирических критериев считается повышенная концентрация рудного элемента в породе. Для оловоносных литий-фтористых гранитов он находит свое обоснование в зависимости комбинированного коэффициента распределения олова от содержания этого элемента в породе, чем выше содержание олова в породе, тем ниже значение его комбинированного коэффициента распределения и тем в большей степени происходит накопление олова в остаточном магматическом расплаве.

Другим критерием потенциальной рудоносности считается накопление элементов в поздних фазах интрузивных массивов. При допущении механизма кристаллизационной дифференциации в образовании массивов оловоносных гранитов этот критерий является следствием низких (менее единицы) значений комбинированного коэффициента распределения олова. Понятно, что концентрация олова увеличивается в породах поздних фаз массивов литий-фтористых гранитов. Коэффициент распределения олова зависит от содержания фтора в расплавах. Отсюда становится понятной положительная роль фтора в генерации редкометалльного (в том числе оловянного) оруденения, которая является еще одним из эмпирических критериев потенциальной оловоносности гранитных массивов.

Проведенные авторами исследования потенциально рудоносных магматических пород в первую очередь касались проявлений литофильных редких элементов, олова и вольфрама. Они показали, что четко намечается более высокая степень рудоносности магматических ассоциаций, формирующихся в связи с тектоно-магматической активизацией обстановки монголо-охотского типа, активных окраин континентов, вулканических поясов внутриконтинентального и окраинно-материкового типа и т.п.

По-видимому, этому способствовали следующие вполне определенные условия, реализуемые в указанном тектоническом режиме.

1. Проявление условий, благоприятных для образования крупных магматических масс, способных к весьма глубокой дифференциации. По-видимому, этому способствовали высокий тепловой и флюидный потоки в зонах активизации.

2. Наличие континентальной коры для выплавления гранитоидных магм.

3. Проявление магматической и металлогенической зональности со сменой известково-щелочных серий магматических пород щелочными по направлению к периферии ареалов активизации.

4. Расположение в периферических частях тектоно-магматических ареалов, которые характеризовались относительно более спокойным тектоническим режимом, благоприятным для глубокой дифференциации магм.

5. Интенсивное проявление глубинного магматизма с образованием вулканоплутонических комплексов базальт-андезитового состава.

Имеющиеся данные по проблеме потенциальной рудоносности магматических пород показывают большую сложность и многоплановость этой проблемы. Решение ее в полном объеме означало бы разработку общей теории возникновения, становления магматических пород, взаимодействия магм с вмещающими средами, процессов концентрирования и отделения рудного вещества от магматических и послемагматических систем. Пока к этому можно только стремиться. Важнейшими направлениями исследования проблемы потенциальной рудоносности магматических пород остаются следующие.

1. Разработка теоретических основ концепции потенциальной рудоносности, включающей: а) закономерности размещения в пространстве и времени потенциально рудоносных магматических формаций различных геоструктур земной коры, б) особенности вещественного состава потенциально рудоносных магматических формаций. Анализ условий концентрации рудных элементов в магматических формациях на основе изучения коэффициентов распределения.

2. Продолжение исследований по разработке критериев выделения потенциально рудоносных магматических пород.

3. Выделение роли дайковых магматических пород в формировании эндогенного оруднения.

4. Изучение процессов теплообмена в магматических системах и его роли в процессе дифференциации, отделения и миграции рудообразующих компонентов от магматических систем.

5. Выявление положения потенциально рудоносных магматических формаций в схемах магматизма различных геодинамических режимов.

6. Выявление источников вещества и путей образования потенциально рудоносных магматических формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г.Д.* Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 32–51.
2. *Барсуков В.Л.* Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974, с. 150.
3. *Воробьева О.А., Андреева Е.Д., Кононова В.А.* и др. Щелочной магматизм и рудогенные процессы. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 182–203.
4. *Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашев Г.Б.* и др. Признаки и факты геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. I. Симпозиум. Иркутск, 1970, с. 83–145.
5. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
6. *Изох Э.П.* Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных серий интрузий (на примере Дальнего Востока). — Геол. и геоф., 1962, №8, с. 3–28.
7. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
8. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Коваль П.В.* Геохимические типы мезозойских гранитоидов Монголии и их металлогения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.П. М.: Наука, 1975, с. 329–334.

9. Коваленко В.И., Антипин В.С., Наумов В.Б. и др. Минералогические критерии связи редкземельного оруденения с кислым магматизмом. — В кн.: XI съезд ММА, труды. Новосибирск: Наука, 1980.
10. Коваленко В.И., Коваль П.В., Антипин В.С., Якимов В.М. Проблемы потенциальной рудоносности магматических пород зон тектономагматической активизации (на примере мезозоя западной части Монголо-Охотского пояса). — В кн.: Рудоносность магматических формаций. М.: Наука, 1980, с. 72–136.
11. Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В. Геохимия магматических пород. — Геохимия, 1970, №4, с. 446–459.
12. Руб М.Г., Коптев-Дворников В.С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. Ч. 1/Симпозиум. Иркутск, 1970, с. 3–46.
13. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Тронева Н.В. Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, №10, с. 10–26.
14. Руб М.Г., Павлов В.А. Гранитоидный магматизм и связь с ним оруденения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, №12, с. 33–43.
15. Руб М.Г., Павлов В.А. Генетические типы рудоносных (Sn, W) гранитоидов и критерии связи с ними оруденения. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1978, с. 69–83.
16. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975, с. 232.
17. Таусон Л.В. Геохимические типы потенциально рудоносных гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
18. Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И. и др. Факторы потенциальной рудоносности гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1/Симпозиум. Иркутск, 1970, с. 216–261.
19. Фаворская М.А. Проблема связи оруденения с магматизмом. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1980, с. 30–39.
20. Шипулин Ф.К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 146–176.

УДК 552.11

Н.Н. ПЕРЦЕВ, Л.И. ШАБЫНИН, И.А. ЗОТОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ЭВОЛЮЦИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Контактово-метасоматические месторождения являются объектами, благоприятными для исследования закономерностей метасоматических процессов и связанного с ними оруденения. Месторождения в контактово-метасоматических образованиях имеют важное практическое значение. Контрастность физических и химических свойств пород, реагирующих между собой, обеспечивает наиболее полную гамму метасоматических реакций и как следствие — яркую зональность. Высокие температуры контактово-метасоматических процессов приближают их к равновесным, что позволяет применить методы термодинамики для их познания. В основе современной теории контактового метасоматизма лежат как ранние работы Д.С. Коржинского [3, 4] по лазуритовым и флогопитовым месторождениям Прибайкалья, по медно-скарновым Турьинским рудникам, так и более поздние его работы, дополненные обширными исследованиями сотрудников отдела метасоматизма ИГЕМ (В.А. Жарикова, Л.И. Шабынина, Н.Н. Перцева, И.А. Зотова, К.В. Подлесского, Д.К. Власовой), проведенными в различных регионах под руководством Д.С. Коржинского. Фундаментом этих исследований служили система фаций глубинности (декарбонатизация), теория метасоматической зональности и метод физико-химического анализа парагенезисов минералов.

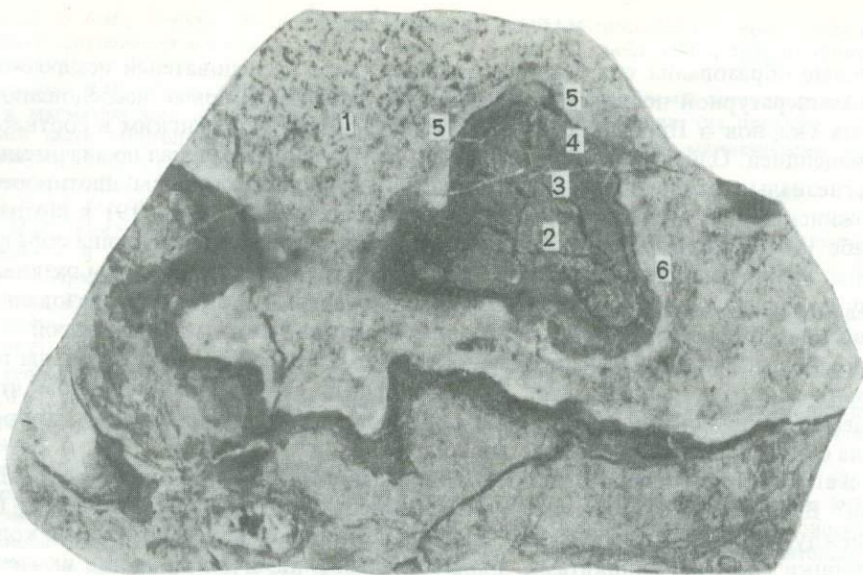
Одним из важных достижений теории контактового метасоматизма явилась разработка эволюционной схемы формирования скарново-рудных месторождений во времени, на фоне изменяющихся физико-химических условий от становления интрузива до сравнительно низкотемпературного гидротермального преобразования вмещающих пород. Этой проблеме в основном и посвящено данное сообщение.

Скарновые образования связывались большинством исследователей исключительно с высокотемпературной постмагматической деятельностью. Первые исследования магнезиальных скарнов в Прибайкалье были проведены Д.С. Коржинским в соответствии с этой концепцией. Однако, накапливающийся фактический материал по значительному числу магнезиальных скарновых месторождений приводил к явным противоречиям. Д.С. Коржинский при исследованиях на Алдане, а также С.Э. Тилли [9] в Шотландии, Т. Ватанабе [10] в Корее убедительно показали, что магнезиальные скарны образуются в два этапа. Ранний, или магматический, этап характерен тем, что все зоны развиваются в сторону от магмы. Одновременные с ними эндоскарны, т.е. скарны, образованные по магматическим породам, отсутствуют. В приконтактной части магматической породы обычны ксенолиты магнезиальных скарнов, а в самих скарнах распространены инъекции магматического материала (фиг. 1–3). Эти факты свидетельствуют о том, что рассматриваемая группа скарнов *существовала* с магматическим расплавом во времени и не могла образоваться позже его застывания.

Как же происходит взаимодействие между магмой и вмещающими карбонатными породами? В случае достаточно высокой магнезиальности карбонатных пород (доломиты) между магмой и карбонатной породой возникает метасоматическая колонка. Зоны колонки сложены силикатами, а минеральный и химический состав их меняется таким образом, что по направлению к карбонатной породе от зоны к зоне уменьшается содержание кремнезема и глинозема и возрастает содержание магния. Такая колонка представляет собой сложный фронт магматического замещения доломитов. Анализ метасоматических колонок [1, 2, 5, 7, 8 и др.] показывает, что они могли образоваться только при взаимодействии потоков флюидов, транспортирующих кремнезем и глинозем из магмы во вмещающий доломит. Отсюда неизбежен вывод о существовании (по крайней мере в рассматриваемых случаях) потоков сквозьмагматических (или трансмагматических) флюидов, проходящих через магму и вступающих во вмещающую среду. При этом флюиды, равновесные с магмой, реагируют с магнезиальными мраморами, отлагая в них глинозем и кремнезем и вынося магний на внешний фронт зоны реакции. В результате образуется метасоматическая колонка магнезиальных скарнов [1, 7, 8 и др.], химический состав зон которой приближается к составу магмы в направлении от доломита к интрузивной породе.

Поток трансмагматических флюидов поставляет в контакт дополнительное тепло, препятствующее застыванию магмы. Этот же поток очищает расплав от вещества ксенолитов, избыточного относительно состава магмы. Исследования магнезиальных скарнов, проведенные в последние 20–30 лет, убедительно показали постоянное закономерное наличие совокупности признаков, указывающих на образование этих скарнов в магматическом этапе. Отсутствие таких скарнов в контактах магматических пород дайкового комплекса с доломитами является редким исключением, вызываемым определенными геологическими причинами. Следовательно, появление сквозьмагматических флюидов в магмах является обычным и вполне закономерным. Однако это своя обширная тема, она освещена в этом сборнике в статье Д.С. Коржинского.

Из опыта исследований хорошо известно, что известковые скарны, т.е. скарны, сложенные железистым пироксеном, диопсид-геденбергитового ряда, гранатами гроссуляр-андрадитового ряда, эпидотом, волластонитом, встречаются только как постмагматические образования, возникшие после консолидации магматических тел. Нелепо было бы предполагать, что магмы, соприкасающиеся не с доломитами, а с известняками, не подвергаются действию сквозьмагматических флюидов. Как же магма и флюиды, прошедшие через нее, реагируют с известковой карбонатной средой? Расчеты полей стабильности скарновых силикатов [5], показали, что в контактах с гранитоидной магмой на обычных глубинах, превышающих 1,5–2 км, условия давления CO_2 и температуры таковы, что кальцит по физическим условиям стабилен в контакте с магматическим расплавом, а химическое диффузионное взаимодействие может привести только к обра-

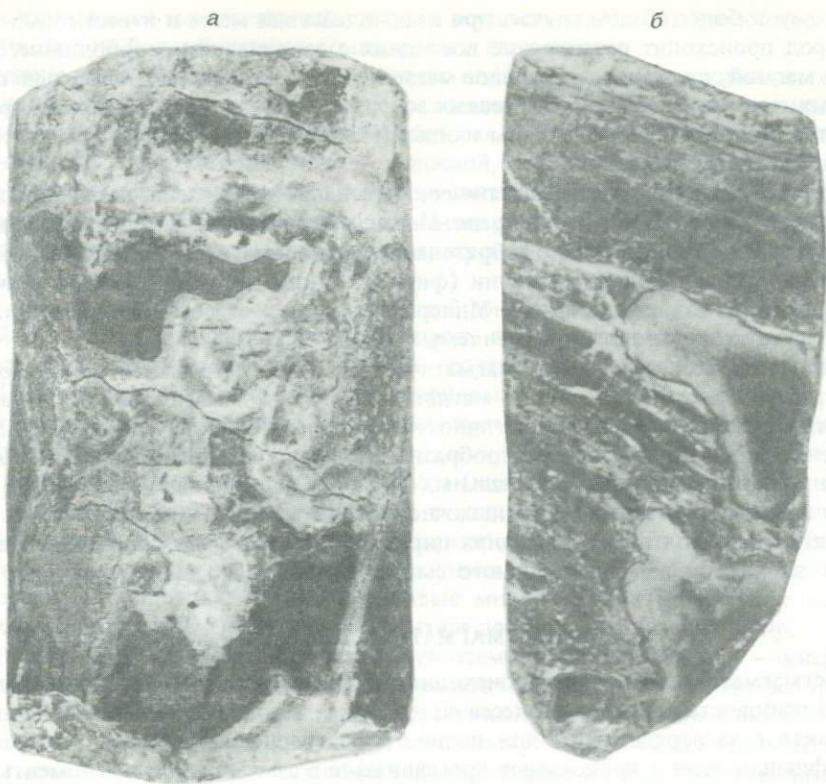


Фиг. 1. Зональный ксенолит магнезиального скарна в граните, частично подвергшийся известковоскарновому замещению на послемагматическом этапе (зоны 5 и 6). В левом нижнем углу видны "пальцы" гранита в скарне. Полярная Якутия, обр. 214 из колл. Л.И. Шабынинка. Полиров. штупф, натур. величина

1 — пироксеновый гранит; 2 — шпинель-форстеритовый скарн; 3 — шпинель-фассаитовый скарн; 4 — плагиоклаз-фассаитовая околоскарновая порода; 5 — волластонит-гранатовый скарн; 6 — плагиоклаз-волластонитовая околоскарновая порода эндоконтакта



Фиг. 2. Ксенолиты магнезиального пироксенового скарна в гранодиорите, Ольховско-Чибижское рудное поле, участок Дистлеровский. Обр. из колл. Е.В. Черняева (Томский политехн. ин-т). Полиров. штупф, натур. величина



Фиг. 3. Сложные по форме трубчатые жилки (темное, неправильной формы) мелкозернистых пироксен-плагиоклазовых долеритов (принадлежащих к продуктивным верхнеталнахским интрузивам) в (а) пироксеновых и (б) первично-слоистых пироксеновых, ангидрит-пироксеновых роговиках со слойком ангидритовой породы. Долеритовые жилки образовались путем магматического замещения метаморфических пород без деформации реликтовой слоистости (б). Светлые каймы по краям жилок – участки известково-скарнового изменения долеритов на послемагматическом этапе. Северо-запад Восточно-Сибирской платформы, Талнахский рудный узел, обр. И.А. Зотова. Полир. штуфы, уменьш. 2

зованию промежуточной зоны, состоящей из основного плагиоклаза. Однако и такие плагиоклазовые оторочки вокруг гранитоидов в известняках очень редки. В контакте с магнезиальными карбонатными породами картина иная. Там стабильны такие минералы как форстерит, шпинель, фassaит, основной плагиоклаз. Они могут образовывать зональность с более основными силикатами во внешних зонах. Аналогичные известковые силикаты стабильны лишь при более высоких температурах и более низких давлениях CO_2 и общих. Действительно, в более высокотемпературных долеритовых контактах на малых глубинах появляются известковые контактово-метасоматические породы, имеющие сходство с магнезиальными скарнами в том отношении, что могут образовываться в магматическом этапе.

В условиях существования потока трансмагматических флюидов, выходящих из магмы, промежуточная плагиоклазовая зона образоваться не может, в силу особенностей кинетики инфильтрационного процесса [5]. Редкость образования плагиоклазовой зоны между магматической породой и известняком, вероятно, обусловлена редкостью условий, необходимых для встречной диффузии в магматическом этапе, а именно отсутствием достаточно интенсивного потока трансмагматических флюидов при перегроте магмы.

Поэтому в более общем случае, при взаимодействии магм и известковых карбонатных пород происходит растворение последних с заполнением освободившегося пространства магмой, т.е. непосредственное магматическое замещение, без посредства промежуточных контактово-метасоматических зон, как в случае магнезиальных карбонатных контактов. Такие явления известны и описаны многократно, например в виде порфиризации известняков [4, 6 и др.].

Разумеется, действие трансмагматических флюидов во вмещающих породах проявляется не только в карбонатной среде. Мергели, терригенные породы, эффузивы также подвергаются их воздействию с образованием метасоматитов магматической стадии и метаморфических пород на удалении (фиг. 3). Таким путем происходит гранитизация в глубинных зонах земной коры. Минеральный тип метасоматитов магматической стадии зависит от литологии изменяемых пород и состава магм.

Метасоматическое оруденение магматического этапа встречается довольно редко, и к нему достоверно отнесены пока магнетитовые руды в магнезиальных скарнах [7]. Магнетит в них обладает высокой глиноземистостью. Не исключено, что металлургическое оруденение этого типа более разнообразно. К нему, возможно, принадлежит убогая золотая минерализация в магнезиальных скарнах, цирконовая — в фенитах магматического этапа из контактов ультращелочного Ловозерского массива и массивов щелочных гранитов. В контактах последних циркон богат Nb. В магматический этап образуются также месторождения нерудного сырья: шпинелевого, форстеритового и других типов.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

В постмагматическом этапе происходит изменение многих внешних условий. Даже в самые ранние стадии этого процесса он идет уже на фоне понижающейся температуры, в контакте с затвердевающей или полностью затвердевшей магмой. Сквозьмагматические флюиды если и продолжают просачиваться в самые начальные моменты кристаллизации, то не могут иметь существенного значения, поскольку главную роль играют отделяющиеся от магмы летучие, ранее растворенные в ней. Но вопрос об участии трансмагматических флюидов в постмагматическом этапе требует дальнейших исследований. Состав остаточно-магматических растворов (флюидов) существенно отличается от состава трансмагматических. Кроме того, в отличие от более или менее постоянного состава сквозьмагматических флюидов постмагматические растворы сильно меняют свой состав во времени, с падением температуры. Например, отщепляющийся от магмы при ее кристаллизации прогрессивно обедняется углекислым газом, поскольку этот труднорастворимый компонент преимущественно выделяется в ранние порции флюида. Меняются во времени и кислотноосновные свойства раствора. Таким образом, постмагматический процесс проходит на фоне значительно изменяющихся температуры и состава растворов. Эти изменения существенным образом сказываются на контактово-метасоматическом процессе.

Наиболее значительные изменения в составе растворов выражаются в резком уменьшении концентрации глинозема, и заметном — кремнезема, хотя химическая активность последнего при этом может и возрасть. Уменьшение концентрации CO_2 в растворе иногда значительно опережает падение температуры. При этом достигаются более высокие минеральные ступени декарбонатизации, например, вместо ассоциации диопсида, форстерита и кальцита образуется монтичеллит, т.е. происходит смена кажущейся менее высокотемпературной ассоциации более высокотемпературной. В этом, на наш взгляд, кроется причина частого появления послемагматических монтичеллитовых скарнов. Уменьшение переноса Al_2O_3 существенно меняет характер минеральных ассоциаций экзоскарнов. Даже в самых ранних постмагматических условиях свойства растворов изменяются настолько, что гранаты, везувиан, волластонит, салитовые пироксены становятся стабильными уже в зоне контакта. Они образуют метасоматическую зональность как в контактах магматических пород с известковым мрамором, так и замещают ранее образованные минеральные ассоциации магнезиальных скарнов. Известково-скар-

новые преобразования магнезиальных скарнов осуществляются в первую очередь в породах тыловых зон, более богатых кремнеземом и глиноземом.

В последние годы установлено, что в составе инфильтрационных рудоносных известковых скарнов абсолютно господствуют образовавшиеся с замещением магнезиальных скарнов магматического этапа. В наиболее раннюю стадию постмагматического процесса, названную Д.С. Коржинским ранней щелочной, отлагаются специфические руды и полезные ископаемые, в значительной степени связанные с магнезиальными скарнами. Таковы разнообразные боратные руды, железные руды магнезиальных и известковых скарнов, флогопитовое сырье, высокотемпературное сульфидное Cu-Ni оруденение Норильска и Талнаха [2].

Ранняя щелочная стадия сменяется кислотной. Она сопровождается выщелачиванием оснований (в том числе металлов) из пород. процесс характеризуется развитием менее основных, более кремнекислотных парагенезисов, вплоть до отложения кварца. Правда, наиболее основные из скарновых зон, такие, как форстеритовая, замещаются только лишь более богатыми кремнекислотой силикатами как, например, тремолит или тальк.

После прохождения максимума кислотности (или волны кислотности) процесс протекает в условиях новой, позднещелочной стадии. С началом последней основания (в том числе металлы) начинают высаживаться из растворов. Так образуются многочисленные типы руд в скарнах: сульфидно-полиметаллические, молибдено-вольфрамовые, золото-халькопиритовые и др. Скарновые минералы при этом также претерпевают низкотемпературные изменения — хлоритизацию, серпентинизацию и др.

В этих двух последних, сравнительно низкотемпературных стадиях — кислотного выщелачивания и позднещелочной — постмагматического процесса нередко наблюдается сильное окисление более высокотемпературных парагенезисов. Оно выражается особенно ярко в замещении двухвалентного железа трехвалентным, и магнетит довольно часто сменяется гематитом. Подобного рода сходные явления окисления широко проявлены на Талнахском месторождении Cu-Ni сульфидных руд [2].

Здесь процессы известкового скарнообразования и сингенетичного с ними метасоматического рудообразования сменяются процессами пренитизации, хлоритизации, серпентин-гидрогранатового (-гранатового) преобразования различных пород. По распространенности и объемам изменяемых пород эти процессы гидратации в десятки раз превосходят более ранние метасоматические явления. Гидратация пентландит-пирротин-халькопиритовых руд выражается в преобразовании силикатов и в пиритизации и магнетитизации сульфидов. При этом происходит разубоживание руд. Окислительный характер процесса отражается в окислении серы (пиротин сменяется пиритом) и железа (сульфиды замещаются магнетитом).

На других месторождениях окисления не происходит, и более восстановительная обстановка сохраняется до низких температур. Отмечается даже замещение гематита магнетитом (Питкьяранта), тогда как в окислительной обстановке образуется андрадит. Кварцосодержащие ассоциации скарновых минералов в этих случаях сопровождаются образованием геденбергита (закисное железо).

Причин такого расщепления путей эволюции на заключительной стадии контактового метасоматизма может быть несколько. Главными из них предположительно являются смешение ювенильных гидротермальных вод с метеорными, богатыми кислородом, а также присутствие (или отсутствие) органических остатков во вмещающих карбонатных породах или, напротив, присутствие в них кислорода, накопленного в осадочных сульфатах.

На Талнахском месторождении основная причина процессов окисления заключается в примешивании богатых кислородом метеорных вод к ювенильным. Такой вывод основывается на значительном увеличении объемов изменений, намного превосходящих масштабы процессов предыдущих стадий метасоматоза, и резкой смене геохимического профиля метасоматических реакций, например, в смене привноса сульфидного вещества его выносом (разубоживание руд) даже при сравнительно высоких температурах.

Более обычной же, на скарновых месторождениях, является смена магнетитовых руд сульфидными с развитием процесса при понижении температуры.

В любом случае необходимо научиться правильно решать эти вопросы уже сейчас, поскольку тип оруденения существенно зависит от окислительно-восстановительных реакций. Кроме того, вопрос об участии метеорных вод в петро- и рудогенезисе является злободневным и ключевым в проблеме источников рудного вещества месторождений.

В предложенном кратком обзорном сообщении мы попытались суммировать знания о зарождении и эволюции контактово-метасоматических месторождений, о связи эволюции этих объектов с закономерно изменяющимися условиями образования, консолидации и остывания магматических тел. Мы хотели показать, что эта эволюция закономерна и при внимательном изучении поддается расшифровке.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Жариков В.А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14. 371 с.
2. *Зотов И.А.* Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979, 156 с.
3. *Коржинский Д.С.* Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 29. 164 с.
4. *Коржинский Д.С.* Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. — Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 68. 148 с.
5. *Перцев Н.Н.* Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
6. *Поспелов Г.Л.* О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 345–371.
7. *Шабынин Л.И.* Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.
8. *Шабынин Л.И., Лицарев М.А., Перцев Н.Н., Шмакин Б.М.* Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 440–483.
9. *Tilley С.Е.* The zoned contact-skarms of the Broadford area Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. — *Miner. Mag.*, 1951, vol. 29, N 214, p. 621–666.
10. *Watanabe T.* Geology and mineralization of the Suian district Työsen (Korea). — *J. Faculty sci. ser. 4, Hokkaido Univ.*, 1943, vol. 6, N 3–4, p. 1–240.

УДК 553.29 : 553.24 : 550.89

А.В. ЗОТОВ, В.П. ЛОГИНОВ, В.Л. РУСИНОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАСОМАТИЗМА

Явления низкотемпературного метасоматизма широко распространены особенно в малоглубинных областях земной коры — в рудных месторождениях, областях современного вулканизма, в корах выветривания и т.д. В настоящей статье мы ограничили круг рассматриваемых объектов лишь гидротермальными проявлениями в вулканогенных толщах, оставив в стороне специфические явления гипергенеза.

Область низкотемпературного метасоматизма по температуре можно ограничить равновесием железистого эпидота с альбитом и кальцитом согласно представлениям Д.С. Коржинского [6]. Другим возможным граничным равновесием может быть: кальцит + монтмориллонит = пренит, соответствующее приблизительно 240°С при отсутствии в системе CO₂ [2]. При добавлении углекислоты температура равновесия возрастает. Омеляненко [4] различает четыре формации низкотемпературных метасоматитов: аргиллизированные породы, березиты, гумбеиты и эйситы. По-видимому, сюда же следует присоединить низкотемпературные пропициты и кварц-алунитовую фацию вторичных кварцитов.

Главными особенностями низкотемпературного метасоматизма являются:

- а) преимущественное развитие в областях малых и средних глубин в земной коре;
- б) широкое проявление кислотно-основной дифференциации растворов и кислотного выщелачивания пород (за исключением формации эйситов);
- в) частые случаи недостижения равновесия в системе раствор — порода из-за низких скоростей метасоматических реакций;
- г) отчетливое проявление вертикальной метасоматической зональности, связанное с близостью к дневной поверхности и с большими градиентами температуры и фугитивности кислорода.

Особенности физико-химических условий метасоматизма тесно связаны с геологической обстановкой, в которой протекает процесс. Зависимость низкотемпературного метасоматизма от геологической позиции неоднократно обсуждалась в литературе. В частности, В.А. Жариков и Б.И. Омеляненко [4] в своей обобщающей статье подчеркивали зависимость типов метасоматитов от состава пород соответствующей магматической формации. Этот признак был положен в основу разработанной этими исследователями классификации метасоматитов. Мы хотим обратить внимание на другой аспект проблемы связи метасоматизма с магматизмом, а именно на то, что разные типы магматических формаций сопровождаются разным набором метасоматических формаций. Например, с вулканическими формациями обычно связаны наиболее низкотемпературные метасоматиты: кальцит-альбитовые, эпидот-цеолитовые, реже — эпидот-хлоритовые пропилиты, кварц-(опал)-каолинит-алунитовая, кварц-гидрослюдистая, реже — диаспоровая фации вторичных кварцитов. С вулкано-плутоническими ассоциациями связаны сложные наложения и совмещения низко-, средне- и даже высокотемпературных процессов, вплоть до проявлений гранитизации. Типичными здесь являются пропилиты эпидот-хлоритовой, эпидот-актинолитовой и биотитовой фаций, кварц-серицитовые породы, сменяющиеся с приближением к синрудным дайкам высокоглиноземистыми (с диаспором, андалузитом, корундом) и галоидсодержащими (с зунитом, топазом, флюоритом) вторичными кварцитами. В ассоциации с интрузивным магматизмом наблюдается регрессивная последовательность от высоко- до низкотемпературных метасоматитов.

Влияние состава вмещающих пород на характер возникающих метасоматитов достаточно хорошо известно. Примером такой зависимости могут служить листовиты-березиты и т.д. Интересным новым моментом является различие метасоматизма в субаэральных и субмаринных толщах. В субаэральных вулканиках плиоцен-плейстоценового возраста располагаются серно-пирит-марказитовые залежи Японии и Курильских островов. Вмещающие их метасоматиты представлены алунитовыми опалитами с широким развитием каолинита, с галлуазитом и другими глинистыми минералами. Присутствие в колонке метасоматитов вкрапленности самородной серы говорит о низкой температуре (менее 112°С) минералообразования. Обильный же алунит свидетельствует о кислой и окислительной среде. Присутствие алунита в некоторых колчеданных месторождениях сопровождается характерной минералогической особенностью руд.

Так, в месторождениях Челопеч, Радка, Красен (НРБ) и Бор (СФРЮ) широко распространены сульфосоли меди с высокой степенью окисления (+5), мышьяка (энаргит, люционит, лазаревичит), сурьмы (фаматинит, стибиолуционит) и ванадия (колусит, арсеносульванит, сульванит). При этом характерно отсутствие в этих рудах минералов с анионами мышьяка и сурьмы, а также пирротина [7]. Эта особенность указывает на относительно высокий окислительный потенциал рудообразующей среды, что на примере энаргита было впервые отмечено А.Г. Бетехтиным.

В субмаринных толщах отлагались, например, колчеданные руды типа Куроко. Вмещающие их породы представлены кварц-серицитовыми и кварц-гидрослюдистыми разновидностями [5]. В составе руд обычны блеклые руды, в которых мышьяк содержится в умеренной степени окисления (+3).

Главными физико-химическими параметрами, определяющими характер метасома-

тизма, являются температура, состав растворов (в том числе рН), фугитивность кислорода и скорость метасоматических реакций.

Пожалуй, основным и наиболее изученным фактором является температура. По температурам отдельных минеральных равновесий могут быть выделены фации и ступени метасоматизма. Так, для вторичных кварцитов, соответствующих хорошо изученной экспериментально системе $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, в области низких температур наиболее реально для использования равновесие каолинит + кварц=пирофиллит. Температура этого равновесия при давлении 1 кбар составляет 270–290°С и понижается при уменьшении давления. Согласно этому равновесию можно выделить каолинитовую и пирофиллитовую фации вторичных кварцитов. Внутри пирофиллитовой фации можно различать диаспоровую и корундовую субфации.

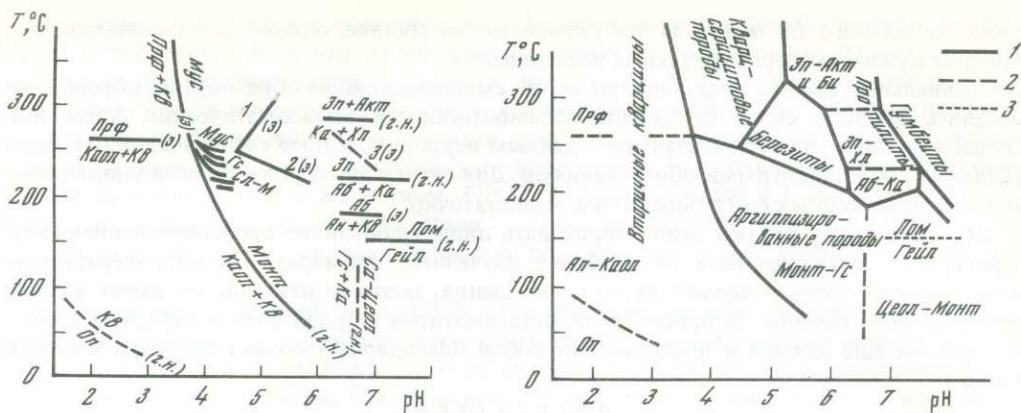
Добавление в систему калия усложняет ее, понижая температуры границы поля каолинита, который здесь оказывается в равновесии с мусковитом. Однако для низкой температуры возникает дополнительное осложнение вследствие появления гидрослюда и смешанослойных образований типа слюда – монтмориллонит. Эти образования, возникшая метастабильно, занимают пограничную область, отодвигая границу поля существования каолинита еще ниже по температуре сравнительно с кривой Дж. Хемли. Эти соотношения схематично показаны на фиг. 1.

При движении в сторону менее кислых растворов, богатых катионами калия, магния и кальция, становится устойчивым монтмориллонит согласно равновесию каолинит + кварц=монтмориллонит, отображенному на схеме (фиг. 1) на основании наблюдений на современных сольфатарных полях. В приграничной области здесь также известны смешанослойные образования типа каолинит-монтмориллонит, благодаря которым ограничение поля каолинита может смещаться в сторону меньших рН.

В близонейтральных водах за счет реакции гидрослюда с кальцитом или кальцием из раствора образуются кальциевые цеолиты. Положение границы поля показано на фиг. 1 на основании появления цеолитов в современных аргиллизированных породах геотермальных полей с измеренными значениями температуры и рН. В поле цеолитов Д. Кумс предложил выделить две температурные ступени: гейландитовую и ломонитовую, граница между которыми приходится на 170–180°С. Несколько более высокотемпературным является равновесие анальцит+кварц=альбит, изученное экспериментально и отвечающее 180–200°. При еще более высоких температурах критическими являются равновесия альбит+кальцит=эпидот (около 220–250°) и кальцит+хлорит-эпидот+актинолит (вероятно, около 300°).

В области промежуточных рН и умеренных температур Ю.Б. Шаповаловым и Г.П. Зарайским [9] были экспериментально изучены равновесия с участием магнезиально-железистых карбонатов. Это позволило им наметить в координатах $T - \lg [K^+]/[H^+]$ границы поля березитов с полями кварц-серицитовых пород, аргиллизитов и гумбеитов.

Показанные на фиг. 1 равновесия послужили основой для разработки схемы соотношений формаций и некоторых фаций низкотемпературных метасоматитов в координатах $T - рН$ (фиг. 2). Главной трудностью при составлении схемы было то, что учитываемые минеральные равновесия зависят не только от выбранных нами параметров, но и от активностей различных компонентов, особенно калия и углекислоты. Активности же эти в разных полях схемы различаются. Поэтому было бы более точным изобразить систему в виде $T - рН$ сечений для разных величин a_{K^+} и фугитивности CO_2 . Однако для целей данной статьи мы сочли возможным опубликовать эту предварительную схему, которая в основном верно отражает соотношение полей существования низкотемпературных метасоматических формаций. Границы полей показаны в соответствии с равновесиями, обсуждавшимися выше. Верхняя граница аргиллизации располагается около 180–250°С. Это соответствует экспериментальным данным [9] – менее 250–300°, а также определениям температур формирования природных аргиллизированных пород из ртутных месторождений – 100–200°С [1] и в современных геотермальных полях (до 250°С). Березиты на нашей схеме занимают интервал от 180–200



Фиг. 1. Некоторые равновесия и поля образования парагенезисов минералов в низкотемпературных метасоматитах в координатах Т-рН

э — экспериментальные данные; г.н. — геологические наблюдения

Аб — альбит, Акт — актинолит, Ан — анальцит, Гейл — гейландит, Гс — гидрослюда, Ка — кальцит, Каол — каолинит, Кв — кварц, Лом — ломонтит, Монт — монтмориллонит, Мус — мусковит, Оп — опал, Прф — пиррофиллит, Сл-М — смешаннослойный слюда-монтмориллонит, Хл — хлорит, Са-Цеол — кальциевый цеолит, Эп — эпидот. Пунктиром показаны линии, положение которых определено приближенно

Фиг. 2. Т-рН-схема соотношений между полями метасоматических формаций и фаций

Границы: 1 — формаций, 2 — фаций, 3 — субфаций

до 300°С. Экспериментальные данные при мольной доле $CO_2=0,1$ дают температуры 240–350° в зависимости от отношения $[K^+]/[H^+]$ в растворе.

Состав растворов, как отмечалось выше, сильно влияет на состав парагенезисов в метасоматитах. Имеющиеся данные свидетельствуют, что для большинства низко- и среднетемпературных метасоматитов на рудных месторождениях характерна большая мольная доля CO_2 , а среди катионов — преобладание натрия и калия, реже — натрия и кальция. В золото-серебряных месторождениях растворы принадлежат к сульфатно-карбонатному или карбонатно-хлоридному типу; в оловянных месторождениях — к хлоридному и хлоридно-карбонатному типам, причем в них, как правило, отсутствует сульфат-ион, зато характерно постоянное присутствие фтора. В ртутно-сурьмяных месторождениях обычны существенно углекислые растворы, иногда с заметной примесью фтора. Анализы современных термальных вод отличаются от большинства рудных растворов бедностью углекислотой.

Одна из наиболее характерных особенностей низкотемпературного метасоматизма — широкое развитие метастабильных фаз, как новообразованных, так и реликтовых. Интересным примером их являются неупорядоченные полевые шпаты, возникшие при низкой температуре. Известна значительная изменчивость структуры адуляра в альпийских жилах от микроклина до санидина в пределах одного кристалла. Ранее считалось, что структура санидина свидетельствует о высокотемпературном характере калиевого полевого шпата. Теперь же стало ясно, что она может возникать метастабильно и при низкой температуре. Нами описан низкотемпературный неупорядоченный альбит, возникший в процессе аргиллизации и при пропилизации [8]. Метастабильность таких фаз доказывается тем, что незначительный прогрев их вызывает перестройку структуры с образованием стабильных при низкой температуре упорядоченных форм.

Менее изучены вопросы генезиса политипных модификаций минералов, в частности, слюд. Так, хотя эмпирически установлено преимущественное развитие слюд 1М в низкотемпературных образованиях, а 2М₁ — в более высокотемпературных, пока неясно, стабилен ли 1М политип при низкой температуре или является метастабильной фазой. Работа Б.Б. Звягина с сотрудниками [3] как будто позволяет предположить возмож-

ность стабильного *IM* политипа при определенном составе, однако, для окончательного решения нужны экспериментальные исследования.

Специальный объект представляют собой смешанослойные образования, которые отмечались выше в связи со схемой взаимоотношения метасоматических формаций. Согласно нашим экспериментальным данным неупорядоченные смешанослойные фазы являются метастабильными образованиями. Для суждения об устойчивости упорядоченных смешанослойных фаз данных пока недостаточно.

Мы попытались кратко охарактеризовать лишь главнейшие особенности низкотемпературного метасоматизма на наиболее изученных примерах. Низкотемпературные метасоматиты часто содержат рудные скопления, поэтому изучение их имеет важное практическое значение. Вопросы связи метасоматитов с рудой хотя и изучались давно, во многом еще неясны и представляют собой благодарный объект будущих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Борисенко А.Г., Оболенский А.А.* Метасоматиты и условия локализации в них ртутного оруднения. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 168–176.
2. *Гуревич Л.П., Иванов И.П.* Устойчивость пренита в метабазах по экспериментальным данным. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 6. М.: Наука, 1977, с. 54–60.
3. *Доломанова Е.И., Жухлисов А.Н., Звягин Б.Б.* и др. О типоморфизме структурных особенностей политипных модификаций мусковита. — В кн.: Состав и структура минералов как показатель их генезиса. М.: Наука, 1978, с. 11–20.
4. *Жариков В.А., Омеляненко Б.И.* Классификация метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 9–28.
5. *Зотов А.В., Русинов В.Л.* Зональность и парагенезисы в околорудных породах на двух месторождениях типа Куроко в Японии. — В кн.: Метасоматиты и оруднение. М.: Наука, 1975, с. 179–216.
6. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332–452.
7. *Логинов В.П.* Формации семейства колчеданных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1976, с. 111–148.
8. *Русинов В.Л.* Неупорядоченный гидротермальный альбит и его петрографическое значение. — Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 2, с. 410–413.
9. *Шаповалов Ю.Б., Зарайский Г.П.* Экспериментальное моделирование средне- и низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания гранитоидных пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 129–138.

УДК 523.34

Н.А. АШИХМИНА, О.А. БОГАТИКОВ, Д.И. ФРИХ-ХАР

НОВЫЕ ДАННЫЕ В ИЗУЧЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ЛУНЫ

Большая часть доставленных на Землю обломков лунных магматических пород принадлежит к группе основных и в сравнении с Землей отличается сравнительно малой вариацией химического и минералогического составов. Выделяются из наиболее распространенных: материковые породы — шпинелевые троктолиты, габбро—нориты, габбро—анортозиты, а также габброиды с относительно высоким содержанием щелочей, редких земель и фосфора — так называемые КРЕЕР—базальты. Морские породы Луны представлены базальтами, среди которых по классификации В.Л. Барсукова, Л.В. Дмитриева и А.В. Гаранина [2] выделяются: морские базальты с умеренным содержанием щелочей и титана — наиболее распространенный тип лунных магматических пород; морские базальты с умеренным содержанием титана и повышенным содержанием щелочей (они отвечают высокоглиноземистым базальтам Луны других классификаций); морские базальты с повышенным содержанием титана и с умеренным содержанием щелочей; морские базальты с высоким содержанием титана и щелочей. Подобный состав главной массы доставленных на Землю лунных пород свидетельствует о слабо проявленной дифференциации лунного вещества.

Эти данные находятся в соответствии с большей частью цифр абсолютного возраста, которые определяют, что эндогенная эволюция Луны в отличие от земной была относительно кратковременной. Считается, что 4,6—4,4 млрд. лет тому назад по крайней мере верхняя оболочка Луны была расплавлена, происходило формирование ее первичной — материковой коры и мантии, состоящей в основном из оливина и пироксена. В дальнейшем Луна затвердела, а ее поверхность испытывала интенсивную бомбардировку метеоритным веществом. Где-то на рубеже около 4,1—4 млрд. лет сформировались крупные депрессии: Моря — Ясности, Спокойствия, Восточное и др. Предполагается, что все крупные депрессии образовались за счет мощных ударных явлений.

Следующий этап лунной эндогенной магматической активности охватывает период от 3,9 до 3,0 млрд. лет. Основным же проявлением этого этапа было заполнение всех бассейнов обращенного к Земле полушария базальтовыми океанами (на обратной стороне только самые глубокие бассейны затоплялись магмой). При этом предполагается, что вся кора в той или иной степени была пропитана базальтовой магмой. Заполнение лунных морей проходило в несколько импульсов и каждый из них завершался отложением покровов базальтоидного вещества. Подъем и излияние огромных магматических масс связывают с накоплением радиогенного тепла.

Наконец, около 3 млрд. лет тому назад, как предполагается, на Луне прекратились активные эндогенные магматические процессы. Ведущими факторами ее преобразования становятся экзогенные: падение метеоритов, солнечный ветер, космические лучи.

Малой дифференцированности лунного вещества отвечают и имеющиеся данные о чрезвычайно низких в сравнении с Землей содержаниях летучих — катализаторов дифференциации в лунных магмах. Эти данные в свое время позволили А.П. Виноградову [3] высказать предположение, что летучие диссипировали в космическое пространство еще на стадии аккреции планеты. В соответствии с этой концепцией все магматические процессы на Луне протекали при низком содержании летучих.

С позиций наших традиционных представлений о земных магматических процессах, все названные выше петрологические выводы как будто бы кажутся достаточно обоснованными.

Отметим однако, что сам принцип опробования Луны и специфика опробовавшегося вещества заставляют проявлять особую осторожность при петрологических интерпретациях лунного геологического материала. Напомним, во-первых, что лунное вещество на сегодняшний день собрано лишь в девяти пунктах лунной поверхности, при этом семь из них характеризуют лунные моря. Укажем также, что большая часть образцов, доставленных с Луны на Землю, представляет собой либо брекчии, либо породы, несущие следы ударного воздействия [6]. Эти образования, по мнению большинства исследователей, возникли при импактных процессах, которые, как известно, сопровождаются температурами в несколько тысяч градусов и шокowymi давлениями порядка 1 мегабары. Летучие компоненты, как известно, выделяются из пород уже при их нагревании до 1000—1200°C (именно такие температуры обеспечиваются во время силикатного анализа для получения потерь при прокаливании). Поэтому и в лунных условиях они должны теряться одними из первых и в наибольшей степени.

Из сказанного ясно, что собранные лунными станциями образцы лишь в малой степени характеризуют вещество Луны и особенно ее материковой части, а относительное обеднение поверхностных лунных горных пород летучими не может однозначно свидетельствовать о дефиците последних в лунных магматических процессах. В этой ситуации для познания истории Луны повышается значение уникальных для Луны фрагментов магматических образований и выявления общих тенденций эволюции.

Исследование лунного грунта, проведенное в ИГЕМ АН СССР, а также в других институтах и лабораториях, позволило выявить целую группу минералов, которые или содержат в своем составе летучие, или могли образоваться при относительно высоком парциальном давлении летучих элементов.

1. Одним из летучих элементов, по-видимому, играющих существенную роль в лун-

ном минералообразовании, является сера. В лунных фрагментах выявлены, хотя и в незначительных количествах, разнообразные сульфиды: троилит, пирротин, макинавит, халькопирит, пентландит, кубанит, борнит, талнахит, халькозин, сфалерит, ольдгамит. Многие из этих минералов, однако, известны и в метеоритах, поэтому находки их в ассоциациях, свидетельствующих о лунном происхождении, представляют особый интерес. К подобным образованиям, по-видимому, относится троилит, который был обнаружен при исследовании лунного грунта "Луна-24" в ИГЕМ АН СССР. Он выделяется в виде тончайших прожилочков в криптозернистой силикатной жилке, секущей зерно оливина и мельчайших (1–5 мкм) округлых зерен в оливино-плаггиоклазовых и ильменит-плаггиоклаз-пироксен-оливиновых фрагментах.

Троилит известен и в виде единичных кристалликов вдоль трещинок в зернах пироксена крупнозернистого базальта 10050 [7]. В ИГЕМ был уверенно идентифицирован и лунный пирротин. Этот минерал образует тесные сростания с плаггиоклазом. От земных пирротинов лунный пирротин отличается повышенным содержанием меди.

Во всех описанных случаях сам тип пород, в которых встречены эти минералы, свидетельствует об эндогенно-лунном, магматогенном их происхождении.

Стеклянные шарики оранжевой почвы (сбор экспедиции "Аполлон-17"), по мнению большинства исследователей, образовались при фонтанировании и разбрызгивании изливающейся лавы. Исследования методом фотоэлектронной спектроскопии [8] показали, что в центральной силикатной части шариков содержатся Cr, Ti, Fe, для которых характерно смещение рентгеновских фотоэлектронных линий в сторону высоких энергий, что свидетельствует о сравнительно высоких эффективных зарядах на указанных атомах. Было установлено, что поверхностные части силикатных шариков покрыты пленкой, в которой отмечаются повышенные концентрации F, Na, S, Cl, Zn. Эта пленка могла сформироваться при конденсации эндогенного сухого фумарольного вещества [8]. Одновременно в контактной зоне силикатного ядра и сульфидной пленки установлено наличие сосуществующих S^{-2} и S^{6+} ионов. Подобные соотношения возможны, если фугитивность кислорода будет иметь значение $-\lg fO_2 = 10-11$, что значительно больше, чем это установлено для поверхностных образований Луны в целом.

Таким образом, можно считать установленным, что на Луне когда-то имела место фумарольная деятельность, следы которой сохранились в приповерхностных слоях "оранжевого грунта". Реликтовые распределения концентраций элементов, их валентность подтверждают участие и в этом магматогенном процессе серы, а также повышенную фугитивность кислорода, фтора, хлора.

2. Участие хлора в лунном петрогенезисе подтверждено в последнее время и минералогически [1]. Так, в пироксенах пробы реголита "Луна-24" были обнаружены включения неправильной и округлой формы. Распределены они неравномерно между пироксеновыми блоками и представлены пластинчатыми и округлыми выделениями стекол, химически близких к пироксенам. В стеклах отмечаются многочисленные микровакуоли, в которых установлены галит, сильвин и ольдгамит, диагностированные в лаборатории электронной микроскопии. K, Na, Cl отмечаются и в составе стекол. В данном случае ассоциация стекла и хлоридов не может рассматриваться как вторичная, возникающая при импактном метаморфизме пироксена, поскольку она не приурочена в пироксенах к импактным трещинам. Скорее всего, эта ассоциация отражает состав первичного, обогащенного летучими расплава, из которого в условиях относительно быстрого охлаждения и образовались пироксены.

3. Особый интерес представляют минералогические указания на участие в лунном магматогенном процессе воды. Гидроксилсодержащие минералы весьма редко встречаются среди лунных образований, однако и среди них выделяются различные генетические типы. К группе низкотемпературных приповерхностных образований относятся гидроокислы железа. Не отрицая возможности образования некоторых частиц в результате земного окисления лунного железа, подчеркнем, однако, что для ряда образцов выявлены признаки, позволяющие предполагать их собственно лунный генезис.

Установлено, в частности, равномерное распределение гетита среди силикатов по всему объему образцов, ассоциация его с троилитом, сфалеритом, приуроченность к центральным частям фрагментов, покрытых пленкой стекла. Это дало основание ряду исследователей говорить об эндогенной природе воды. Указывается [7], что эндогенная вода, вошедшая в импактное стекло, могла при охлаждении последнего реагировать с железом с образованием гетита. Не исключается, что гетит образовался при лунных фумарольных или пневматолитовых процессах.

На присутствие OH (H_2O) в первичных расплавах указывает обнаружение в лунных образцах акагенеита $\beta\text{-FeO}(\text{OH})$. Этот чрезвычайно неустойчивый в земных условиях [4] минерал установлен захороненным в стекловатом фрагменте.

Среди лунных образований обнаружены и амфиболы, имеющие, скорее всего, магматогенный генезис и образующиеся, как известно, при участии воды при значительных температурах. Амфибол был выявлен при исследовании фрагмента глубинной породы, относящейся, по-видимому, к дунит-троктолитовой серии. В этом фрагменте внутри кристалла оливина располагаются четыре полиминеральных включения без следов реакционных взаимоотношений с оливином. Включения сложены ортопироксеном с вросками амфибола и рудным минералом. Амфибол по своим химическим особенностям относится к субкальциевой глиноземистой магнезиальной роговой обманке, рудный минерал представлен хроммагнетитом и магнетитом. В этом фрагменте проявлены структуры срастания, характерные для магматических пород. Вместе с тем в этом глубоко магматическом образовании проявлены фазы, свидетельствующие о существенной роли летучих (H_2O , O_2). В частности, ассоциация магнетита с амфиболом отвечает потенциалу кислорода с $-\lg f\text{O}_2 = 8-9$.

В образцах лунных пород, доставленных станциями "Аполлона", установлены: магнезиоарфведсонит, образующий кристалл 0,5 мм в каверне среднезернистого базальта, а также алюминиочермакит и керсутит, обнаруженные в виде отдельных зерен в пробе, содержащей обломок порфинового базальта [7].

Таким образом, среди лунных фрагментов обнаружены реликтовые минералы, связанные с эндогенным магматическим процессом. Они содержат летучие компоненты S, Cl, H_2O и др. В магматическом процессе на Земле эти летучие участвуют наряду с другими подобными компонентами.

Широкий спектр летучих элементов обнаружен и в некоторых включениях лунных стекол. Так, Ю.А. Долгов и Н.А. Шугурова [5] абсорбционно-вольтометрическим методом установили в лунном стекле CO_2 , N_2 , H_2 , H_2S , SO_2 , NH_3 . Судя по описанию, эти стекла также имеют магматический генезис с явными признаками ликвационных процессов. Подобные признаки, характеризующие ликвационный механизм дифференциации магматического вещества, проявлены и в земных вулканических стеклах. При этом именно высокая газонасыщенность наряду с относительно медленным остыванием значительных масс расплава определяет возможность проявления этого процесса в земных условиях. Скорее всего, и на Луне процессы ликвации в расплавах стимулировались присутствием в них летучих элементов.

Наконец, отметим находки самородных металлов в лунном грунте. Н.А. Ашихминой были идентифицированы самородный алюминий, цинкистая медь, никель. Образование этих фаз возможно лишь в резко восстановительной среде. Нульвалентные формы Fe, Si, Al, Ti установлены и на поверхностных пленках частичек лунного реголита, где их возникновение связывается с имплантацией водородных ионов солнечного ветра. Не исключено, что восстановительная среда в случае образования фаз самородных металлов определялась в первую очередь лунным водородом.

Все приведенные данные позволяют предполагать, что летучие компоненты играли заметную роль в глубинных магматических процессах на Луне.

Другим важным фактором, способствующим магматической дифференциации, является само время проявления магматической активности. Мы уже говорили выше о существующих представлениях о возрасте лунного магматизма. В ИГЕМ в лаборатории изотопной геохронологии методом $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ были сделаны изохронные опре-

деления возраста двух фрагментов грунта АС-24 — долерита и габбро. Они оказались соответственно равными 2,3 и 2,4 млрд. лет. Относительно высокая степень кристалличности образцов позволяет считать их фрагментами магматических тел, остывавших и кристаллизовавшихся из слабо перегретого расплава в условиях относительно медленного остывания, т.е. на некоторой глубине. Можно предполагать с известной степенью достоверности принадлежность их либо к субвулканическому, либо к дайковым гипабиссальным образованиям. Таким образом, полученные цифры определяют, по-видимому, возраст относительно молодых магматических процессов.

Косвенным подтверждением дифференциации лунной магмы могут служить результаты проведенного в ИГЕМ отделом петрографии и лабораторией математических методов исследования эндогенных рудных месторождений статистического анализа имеющихся химических анализов лунных пород (около 600). Анализ позволил выявить "континуум" в составах лунных пород, а также тенденции вариаций химизма этих пород, которые соответствуют земным дифференцированным сериям. Это позволило сделать вывод о принципиальном сходстве процессов дифференциации магмы на Земле и на Луне. Однако относительная роль этих процессов, по-видимому, различна для земных и лунных условий. Так, в лунных породах, наряду с корреляционными связями, отвечающими кристаллизационной дифференциации, обнаружены связи между главными породообразующими окислами, не отвечающие минеральным фазам. Эти связи соответствуют, по-видимому, иным механизмам дифференциации и, в частности, возможно ликвационному, многочисленным петрографическим признакам проявления которого отмечались многими исследователями лунного вещества.

Исследования, проведенные в ИГЕМ, выявили и прямые признаки, свидетельствующие об этапности магматических процессов, сопровождаемой дифференциацией вещества. Упомянутый выше фрагмент глубинной породы дунит-троктолитовой серии, например, рассекается силикатным криптозернистым прожилком, имеющим состав, промежуточный между оливином и ромбическим пироксеном. К этому прожилку приурочена сульфидная минерализация.

Наконец, нельзя забывать, что, наряду с главенствующими для Луны основными по составу типами пород, в материале всех лунных экспедиций в подчиненном количестве обнаружены частички кислого гранитного состава (SiO_2 — 60–80%, K_2O — 4–7%). Вещество кислого состава встречено и как стекло мезостазиса базальтов, и как обломки и цемент микрогранитного и мондонитдиоритового состава в брекчиях, и как сферулы и неправильные фрагменты стекла в брекчиях и реголите. Структурные соотношения позволяют предполагать ликвационный и остаточн-фракционный генезис магмы кислого состава. Многие авторы указывают на возможность образования ею самостоятельных геологических тел. Известны находки и фрагментов ультраосновного состава, во многих из которых обнаруживаются разности, переходные к наиболее распространенным на материках породам анортозит-норит-троктолитовой серии.

Все сказанное позволяет предполагать возможность проявления на Луне достаточно глубокой дифференциации магмы и связанное с этим более широкое, чем принимается в настоящее время, распространение средних, кислых, ультраосновных и щелочных пород, которые, возможно, будут обнаружены в последующих экспедициях на лунные материки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашихмина Н.А., Горшков А.И., Мохов А.В. и др. Сильвин и галит в лунном грунте. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 5, с. 1258–1260.
2. Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Ггаранин А.В. Основные черты геохимии лунных пород. — В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 18–30.
3. Виноградов А.П. Дифференциация вещества Луны. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 5–28.
4. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. Отв. ред. Н.В. Петровская. М.: Наука, 1975. 206 с.

5. Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Результаты исследования газов из включений в лунных стеклах. — В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, с. 356–362.
6. Финней В.К., Уорнер Дж.Л., Симондс К.Х. Типы лунных материковых пород и их отношение к процессам ударного фракционирования. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 54–88.
7. Фрондел Дж.У. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 334 с.
8. Dikov Ju.P., Bogatikov O.A., Barsukov V.L. et al. X-ray photo-electron spectroscopy of soil 74220. Abstracts of X Lunar and planetary Science Conference. Houston (USA), p. 297–299.

УДК 552.3:552.11

В.Г. ХИТРОВ

НЕПАРАМЕТРИЧЕСКИЙ КЛАСТЕР-АНАЛИЗ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Предложен метод изучения химизма горных пород и других объектов, охарактеризованных совокупностью признаков, с разделением множества объектов на консолидированные группы по свободному от распределения критерию общности парагенетических взаимоотношений признаков. В качестве признаков, необходимых с петрохимических позиций [4] и достаточных в методическом отношении [1, 10] для построения решающего двумерного критерия — дискриминатора LM и классификатора KN , избраны процентные содержания: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O^+ , TiO_2 . По сравнению с методом А.Н. Заварицкого [4] в их число включены Fe_2O_3 (III), FeO (II), TiO_2 и H_2O^+ , в частности, для учета объектов с изначально высоким содержанием, лучшего разрешения составов горных пород, особенно ультраосновных, щелочных и других, а также минералов изменчивого состава (слюды, роговые обманки и т.п.).

Построен непараметрический решающий критерий и дана методика изучения горных пород по произвольным признакам, в которых использовались весьма общие предположения о существовании геохимических трендов [1]. Методика позволяла детально исследовать данное множество объектов, но при этом не исключались трудности сравнения разных множеств.

Идея развиваемого петрохимического метода, учитывающего задачи сравнения в самом широком плане, заключается в обосновании возможности более сильного, хотя и остающегося общим, предположения о существовании в эволюции химизма магматических пород явлений "накопления" одних и "деконцентрации" других породообразующих окислов из числа избранных в качестве существенных признаков. Тогда для построения решающего критерия и алгоритма достаточно соглашения о знаках соответствующих трендов: "+", если $TR > 0$, "–", при $TR < 0$. Альтернатива заключалась бы в экспериментальном определении знаков по методике [1], но перебор для этого полного множества объектов практически почти не возможен даже для больших ЭВМ.

Предлагаемый компромисс основывается на обобщении кларков, установленных А.П. Виноградовым, сделанном В.И. Рехарским [7] в форме найденных им значений коэффициентов накопления (kn) элементов в эволюции магматических пород. Соответствующий признак "накапливается", когда $kn < 1$ и "деконцентрируется", когда $kn > 1$, что вполне соответствует требуемому соглашению о знаках (для кристаллохимической воды следует учитывать $kn = 0,91$ кислорода, определяющего ее содержание по массе, следовательно, $TR > 1$ и берется знак "+"). Компромисс приводит к удовлетворительному для общей систематики горных пород, а также и других минеральных объектов соответствию знаков тренда избранных окислов их преимущественному нахождению в лейкократовых (+) или меланократовых (–) минералах, тогда как для решения задач внутри какого-либо типа пород всегда возможно использовать методику [1], которая оперирует с фактически наблюдаемыми трендами.

Методика кластер-анализа. Исходные результаты химического анализа j -объекта, представленные процентными содержаниями 10 окислов i -признаков, обрабатывают, как таковые, по следующему алгоритму.

1. Ранжируют i -признаки в j -объекте числами натурального ряда (рангами) 1, 2, ..., i , ..., 10, начиная с признака, меньшего по содержанию, причем для совпадающих значений двух и более признаков, в том числе нулевых ("не обнаружено" или при ранжировании формульного состава), вычисляют средний ранг и присваивают его значение совпадающим признакам.

2. Вычисляют по рангам (обозначены чертой над символом признака) значения дискриминатора LM и классификатора KN в соответствии с определениями:

$$LM = (\overline{\text{SiO}_2} + \overline{\text{Al}_2\text{O}_3} + \overline{\text{Na}_2\text{O}} + \overline{\text{K}_2\text{O}} + \overline{\text{H}_2\text{O}^+}) - (\overline{\text{MgO}} + \overline{\text{FeO}} + \overline{\text{Fe}_2\text{O}_3} + \overline{\text{CaO}} + \overline{\text{TiO}_2}),$$

$$KN = (\overline{\text{Al}_2\text{O}_3} + \overline{\text{K}_2\text{O}} + \overline{\text{CaO}}) - (\overline{\text{Fe}_2\text{O}_3} + \overline{\text{Na}_2\text{O}} + \overline{\text{H}_2\text{O}^+}).$$

3. Характеризуют j -объект значением двумерного критерия $(LM_j; KN_j)$ и строят вариационную диаграмму, откладывая от начала координат (0; 0) алгебраические значения LM по абсциссе, KN_j по ординате.

В полярных координатах $(R_j; \varphi_j)$ радиус-вектор R_j и угол φ_j с осью абсцисс определяется формулами:

$$R_j = (LM_j^2 + KN_j^2)^{1/2},$$

$$\varphi_j = \arctg (KN_j / LM_j).$$

Свойства дискриминатора и классификатора. Дискриминатор принимает значения $-25 \leq LM \leq +25$ и служит основным показателем сходства-различия объектов главным образом по лейкократовой и меланократовой составляющим. Классификатор KN принимает значения $-21 \leq KN \leq +21$ и служит дополнительным, специально подобранным показателем минеральных особенностей объектов, действующим совместно с дискриминатором в соответствии с векторами признаков, обозначенными на фиг. 1. Дискриминатор относительно самостоятелен и является своего рода константой объекта, на его базе могут использоваться и другие классификаторы.

Фигуративную точку объекта можно получить последовательным сложением рангов признаков в направлении, параллельном их векторам, исходя из начала координат (0; 0); в этой точке отображаются составы с нулевым значением признаков. Следуя алгоритму, можно получить следующие характеристики теоретических составов: форстерит и фаялит (-1; 0); кварц (+5; 0); вода (+5; -5), нефелин (+15; +1), лейцит (+15; +9), эгирин (+5; -9), магнетит (-10; -5,5), ильменит (-10; 0), серпентин (+4; -4), кальцит (-5; +5) и т.д.

В первом приближении координаты фигуративной точки зависят от признаков с высшими рангами 10, 9, 8, 7, ..., а расстояние точек - с низшими 1, 2, 3, 4, ..., поэтому при $LM < 0$ классификатор контролирует преимущественно рудные минералы, оливин, серпентин (по соотношению векторов $\overline{\text{Al}_2\text{O}_3} / \overline{\text{Fe}_2\text{O}_3}$, $\overline{\text{H}_2\text{O}^+}$), пироксены ($\overline{\text{CaO}} / \overline{\text{Fe}_2\text{O}_3}$, $\overline{\text{Na}_2\text{O}}$), при $LM > 0$ усиливается контроль номера плагиоклаза ($\overline{\text{CaO}} / \overline{\text{Na}_2\text{O}}$), а при $LM > 5 - 10$ - контроль щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов ($\overline{\text{K}_2\text{O}} / \overline{\text{Na}_2\text{O}}$) и т.п.

Другие компоненты породы, как P_2O_5 , CO_2 , MnO , S , F и прочие, контролируются двумерным критерием косвенно, если их содержание влияет на сумму результатов анализа (100%) и они связаны с признаками, двумя-тремя, общим парагенезисом (изменяется соотношение рангов и точка смещается). Привнесение иного компонента, вне связи с признаками, не сместит точку.

Дискриминатор LM коррелирует с некоторыми характеристиками горных пород: содержанием кремнезема, плотностью, а также с кристаллохимическими особенностями силикатов и алюмосиликатов - усложнением их структурных мотивов в ряду: изолированные тетраэдры - цепочки - кольца - иллиты - каркасы (см. фиг. 4).

Можно показать, что для нормального ряда интрузивных и эффузивных пород (по петрохимическим средним Р.А. Дели, С.Р. Нокколдс, Р.В. Ле-Метра, А.А. Беуса и, независимо, по кларкам обобщенных типов горных пород по А.П. Виноградову) справедлива положительная корреляция:

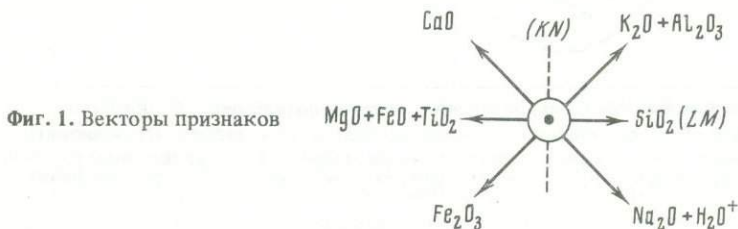
$$LM \approx \text{SiO}_2\% - 52,$$

причем кимберлиты и меймечиты отклоняются от общей зависимости, а для остальных эффузивных (э) и интрузивных (и) аналогов наблюдается закономерное различие лейко- и меланократовой составляющих:

$$LM_{\text{э}} - LM_{\text{и}} \approx 0,2 \cdot \text{SiO}_2\% - 10.$$

О чувствительности дискриминатора LM к физическим свойствам пород свидетельствует выявляемое им различие плотности пород — аналогов.

Корректность метода относительно аналитических погрешностей. Ошибки химического анализа силикатов во многих случаях не малы и нередко превышают уровень 30–50% относительных [8 и др.], ими нельзя пренебрегать при любом петрохимическом пересчете вследствие их сложения и накопления в конечных результатах: так,



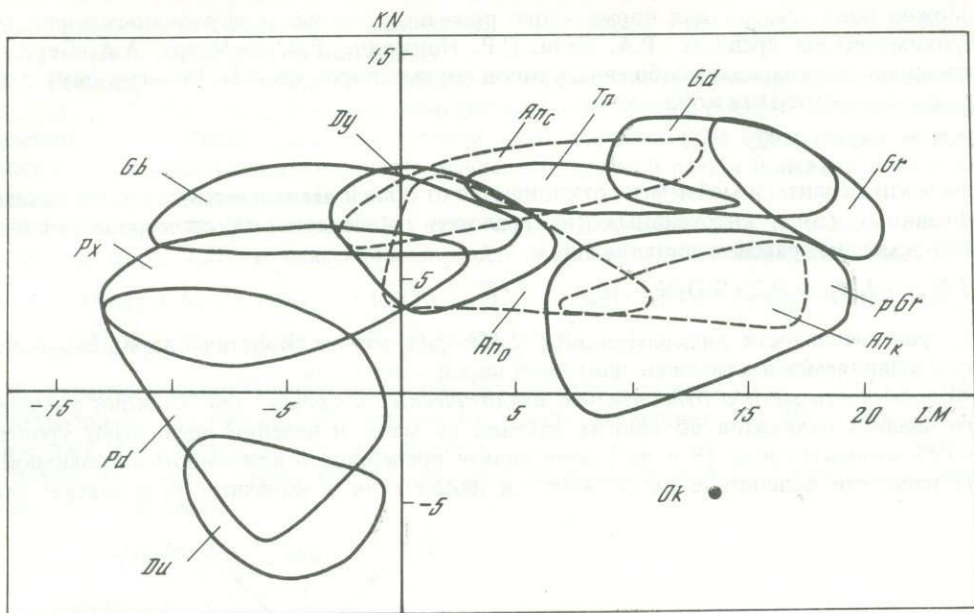
отдельные числовые характеристики А.Н. Заварицкого отягощены относительными ошибками порядка 30–50%, иногда до 90–190% [2, с. 84–85]. Разумеется это справедливо и для других петрохимических методов, поскольку при любых алгебраических выражениях и действиях с неранжированными переменными погрешности суммируются по закону сложения соответствующих дисперсий.

Предложенный метод, хотя и не застрахован от погрешностей типа "промахов", практически свободен от накопления обычных по величине аналитических погрешностей. Это достигается ранжированием переменных и объясняется нами расширением доверительных границ, внутри которых допускается вариация значения i -признака (процентного содержания), по крайней мере такая, которая не приведет к изменению i -ранга. Риск $\beta = 1 - p$ изменения i -ранга на единицу вследствие выхода содержания x_i за доверительные границы, приближенно оцениваемый по нормированной функции Лапласа:

$$p \approx P \left\{ i - 1 \leq i \leq i + 1 \mid x_{i-1} \leq x_i \leq x_{i+1} \right\} = \Phi(x_{i+1}) - \Phi(x_{i-1}),$$

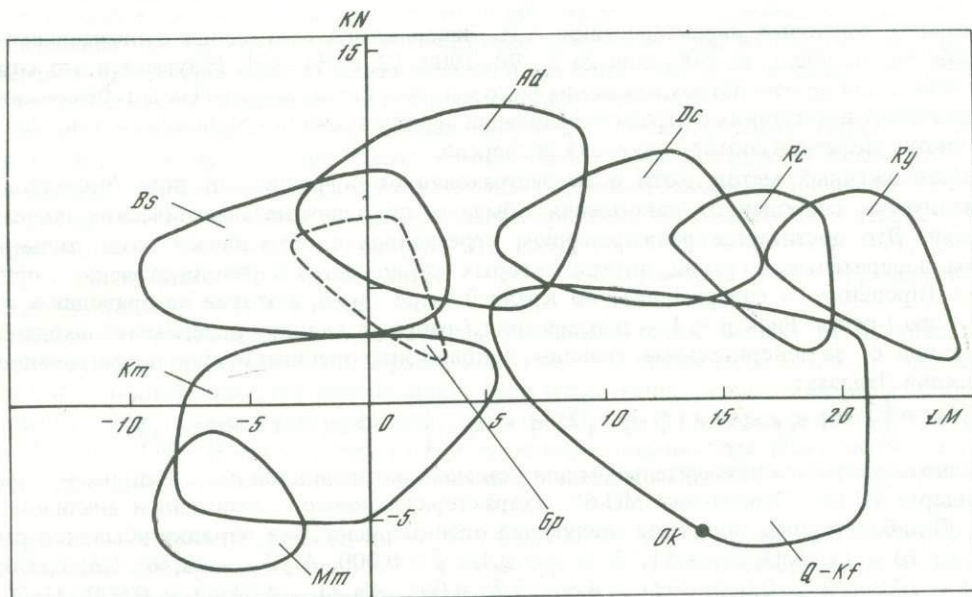
обычно оказывается незначительным для реальных погрешностей σ . Например, для стандарта ИГЕМ "Анортозит МО-6", охарактеризованного химическим анализом в 25–30 лабораториях, получены следующие оценки риска β (в порядке убывания рангов от 10 к 1): SiO_2 $\bar{x}\%$ = 51,77; $\sigma_r\%$ = 0,45; β = 0,000; Al_2O_3 — 22,78; 1,3; 0,000; CaO — 10,06; 2,1; 0,000; FeO — 4,66; 5,2; 0,005; Na_2O — 4,04; 3,8; 0,000; MgO — 2,10; 5,2; 0,018; TiO_2 — 1,87; 4,1; 0,001; Fe_2O_3 — 1,08; 23,0; 0,100; K_2O — 0,76; 7,5; 0,000; H_2O^+ — 0,30; 26,0; 0,000.

Потери исходной петрохимической информации вследствие ее "огрубления" ранжированием, по сравнению с защитой конечных результатов от аналитических ошибок, следует считать не существенными. Математически это было доказано А. Стюартом [10]: уже при 10 переменных корреляция их значений с рангами достаточно высока ($r = +0,88$). В справедливости сказанного нетрудно убедиться, сравнив на LM —



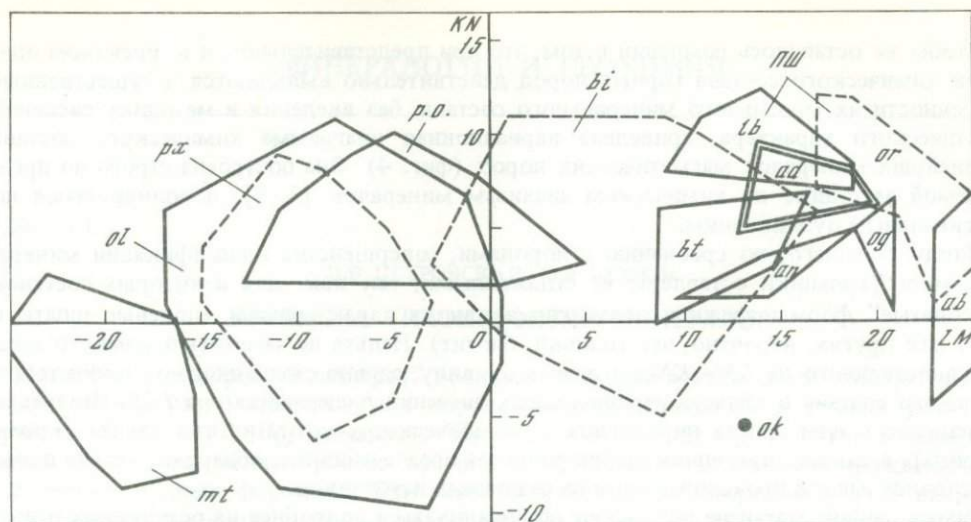
Фиг. 2. Ареалы химических составов главных интрузивных пород

Du – дуниты, *Pd* – перидотиты, *Px* – пироксениты, *Gb* – габбро, *Dy* – диориты, *Tn* – тоналиты, *Gd* – гранодиориты, *Gr* – граниты известково-щелочные; *An₀* – анортозиты со средним плагиоклазом, *An_K* – с кислым (штриховые линии); *pGr* – плагиограниты; *Ok* – мировой океан



Фиг. 3. Ареалы химических составов главных эффузивных пород

Mm – меймечиты, *Kt* – кимберлиты, *Bs* – базальты, *Ad* – андезиты, *Dc* – дациты, *Rc* – риодациты, *Ry* – риолиты; *Gp* – гросспидиты (штриховая линия); *Q-Kf* – кварцевые кератофиры; *Ok* – мировой океан



Фиг. 4. Ареалы химических составов главных минералов

mt – магнетит, *ol* – оливин, *px* – пироксены, *р.о.* – роговая обманка, *bi* – биотит, *пш* – полевые шпаты, в том числе *an* – анортит, *bt* – битовинит, *lb* – лабрадор, *ad* – андезин, *og* – олиноклаз, *ab* – альбит, *or* – ортоклаз и щелочные полевые шпаты, *Ok* – мировой океан

KN-диаграмме рассеяние фигуративных точек для ранжированных и неранжированных многократных результатов межлабораторного анализа одной и той же пробы; для 24 анализов стандартного образца базальта BCR-1 было найдено, что более 70% точек практически совпало со средним рекомендованным составом при ранжировании данных, тогда как все точки неранжированных данных испытывали рассеяние, которое могло быть принятым за различие состава проб.

Некоторые результаты. Как систематизируются горные породы, уже классифицированные и названные по минералого-петрографическим критериям, если влияние аналитических погрешностей практически исключено, а набор признаков предстательно характеризует их состав? Для ответа на поставленный вопрос на вариационные диаграммы сначала наносились фигуративные точки петрохимических средних по упомянутым выше авторам, затем, по каждой породе, добавлялись точки для рядовых анализов по оригинальным публикациям – до тех пор, пока периметр выпуклого многоугольника – ареал породы – не переставал изменяться (фиг. 2 и 3).

Из диаграмм ясно видно: 1) взаиморасположение ареалов различных пород в основном соответствует представлениям об их минеральном составе и генезисе; 2) эффузивные аналоги при $LM > 0$ характеризуются и по ареалам более лейкократовым составом по сравнению с интрузивными; 3) значительно лучше, по сравнению с методом А.Н. Заварицкого [4], систематизируются породы ультраосновного состава; 4) имеют место взаимопересечения ареалов между одними породами и их явное отсутствие между другими. Диаграммы наглядны и пробуждают интуицию.

При малом влиянии аналитических погрешностей, пересечения можно объяснить действительным сходством и взаимопереходами составов, а также погрешностями номенклатуры и идентификации горных пород, которые, к сожалению, весьма существенны [9]. Однако в любом случае пересечения скорее принадлежат родственным, нежели различным породам. Поэтому линии через последовательно пересекающиеся ареалы не могут не свидетельствовать об эволюции составов. В связи с этим интересны разветвления линий (фиг. 2) от анортозита со средним плагиоклазом к нормальному граниту, а от анортозита с основным – к плагиограниту; среди эффузивов (см. фиг. 3) обращает на себя внимание намечающаяся связь гроспидита (мало данных!) – предполагаемого аналога анортозита [6] с кварцевыми кератофирами.

Чтобы не оставалось сомнений в том, что при представительном и корректном описании химического состава горных пород действительно выявляются и существенные особенности их модального минерального состава, без введения в методику сведений генетического характера, приведена вариационная диаграмма химического состава главных минералов магматических пород (фиг. 4). Она построена строго по предлагаемой методике по химическим анализам минералов [3, 5], дополнявшимся по оригинальным публикациям.

Ввиду большего, по сравнению с породами, совершенства классификации минералов, многоугольники оставлены не сглаженными, так как для некоторых составов "угловатые" формы ареалов, возможно являются характерными (полевые шпаты и др.), для других, вероятно, нет (оливин, биотит). Нельзя не заметить огромного ареала, свойственного на $LM-KN$ -диаграмме оливину, сильно смещенного от точки теоретического состава в область отрицательных значений дискриминатора LM . Интересно совпадение с ним ареала пироксенов — ромбического, авгита и титан-авгита (кроме эгирина), а также внутренняя неоднородность ареала оливина, обнаруживающая зоны, обусловленные его происхождением из различных источников.

Рамки данной статьи не позволяют останавливаться подробнее на результатах и других возможностях изучения минералов.

Предложен объективный, не зависящий от распределения переменных и корректный относительно аналитических погрешностей метод исследования минерального вещества, практически не ограниченного по составу или происхождению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вопросы геохимии кимберлитовых пород. — В кн.: Кимберлитовые породы Приазовья. М.: Наука, 1978, с. 191–237/Авт.: В.Г. Хитров, Р.В. Кортман, В.И. Гоньшакова и др.
2. Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию/Главн. ред. В.А. Рудник. Л.: ВСЕГЕИ, НТГорное о-во, 1969. 479 с.
3. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. В 5-ти т. М.: Мир, 1965, Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. 371 с. Т. 2. Цепочечные силикаты. 406 с. Т. 3. Листовые силикаты. 317 с. Т. 4. Каркасовые силикаты. 482 с. Т. 5. Несиликатные минералы. 408 с.
4. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
5. Морковкина В.Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М.: Наука, 1964. 250 с.
6. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 175 с.
7. Рехарский В.И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1973. 268 с.
8. Хитров В.Г., Кортман Р.В. Результаты оценки качества определений породообразующих элементов. М.: ВИЭМС, 1971. 38 с.
9. D'Alessandro M., Potenza P., Hubaux A., Hugl Th. Cogeodata inquiry on rock name and description. — N. Jahrb. Mineral. Abh., 1977, vol. 129, N 1, s. 43–65.
10. Stuart A. The correlation between variate-values and ranks in samples from a continuous distribution. — Brit. J. Psych. Statist. Sect., 1954, vol. 7, p. 37–45.

УДК 549.1

Н.В. ПЕТРОВСКАЯ, Ф.В. ЧУХРОВ

ПРОБЛЕМА ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ

Понятие "типоморфный минерал" возникло в начале века в связи с потребностью выделять минералы, типичные для пород, метаморфизованных в разных условиях (работы Ф. Бекке, У. Грубенманна). Через пятнадцать лет это понятие Г. Шнейдерхеном [20] было распространено на минералы, характерные для месторождений определенных рудных формаций. Еще через десятилетие А.Е. Ферсманом [12] впервые было указано широкое значение типоморфизма и дано его общее определение, ставшее классическим: типоморфные минералы по своему значению сопоставлялись с руководящими ископаемыми в исторической геологии; формулировалось положение о типоморфных особенностях минералов. Однако в течение продолжительного периода эти идеи не привлекали должного внимания.

Возрождение интереса к проблеме типоморфизма относится к шестидесятым годам. К этому времени исследователи получили широкие возможности сравнительного изучения минералов при помощи новых тонких физических методов, особенно электронно-микроскопического и рентгеноспектрального. Вместе с тем усилилась потребность в разработке новых минералогических индикаторов особенностей процессов рудообразования, что было необходимо для дальнейшего развития учения о месторождениях полезных ископаемых и для уточнения поисково-оценочных критериев. Есть основание считать, что стимулирующую роль сыграла широкая постановка работ по типоморфизму минералов в ИГЕМ АН СССР и позже в ВИМС МГ СССР. Были проведены специальные совещания по типоморфизму минералов, в том числе два в Москве (в 1970 и 1977 гг.).

В последние десятилетия вопросы типоморфизма разрабатываются в десятках институтов АН и МГ СССР. Таким образом, резкое расширение фронта работ и соответственное накопление новых сведений о минералах и минеральных ассоциациях определили особенности второго этапа развития исследований по типоморфизму, значение которого получило широкое признание [13].

В настоящее время, наряду с разработкой отдельных разделов проблемы типоморфизма и выявлением частных, в основном эмпирических закономерностей (например относящихся к различиям минералов месторождений разных типов), проводится общий более глубокий анализ зависимости главных особенностей минералов от условий минералогенеза; формируется целостное учение о типоморфизме. Являясь частью генетической минералогии, сопоставимой с учением о парагенезисах, оно имеет свои цели (разработка минералогических индикаторов формаций и типов руд и пород, установление показателей условий их образования), специфические методы (сравнительный анализ минералов разного генезиса и моделирование процессов возникновения минералов с различными типоморфными признаками), определенные области приложения результатов исследований (генетические построения, прикладная минералогия).

Учение о типоморфизме уже обладает своим терминологическим фондом, все более расширяющимся. Однако задача упорядочения системы понятий и терминов еще решена не полностью. Необходимо возражать против неоправданно суженного толкования термина "типоморфизм" как генетической значимости только форм выделений минералов, с противопоставлением ему понятий "типохимизма" [1, 16], "типохроматизма" и т.п. Мы не видим смысла в том, чтобы выявление индикаторных особенностей

минералов и исследование по ним минералообразующих процессов именовать "генетикоинформационным анализом" [17]; эти задачи стоят перед изучением типоморфизма минералов.

Содержание понятия типоморфизм минералов формулируется в настоящее время достаточно четко; это — отражение в составе, структуре, свойствах и формах выделений минералов влияния конкретных физико-химических условий минералообразования, чем определяется возможность судить о таких условиях по минералогическим индикаторам. Уточнилось значение понятий типоморфный минерал, типоморфные особенности минералов, типоморфная минеральная ассоциация. В ИГЕМ ставится вопрос о количественном выражении степени типоморфизма изучаемых признаков; она определяется величиной отношения числа объектов, содержащих данный признак, к общему числу исследуемых однотипных объектов. Известны попытки использования в работах по типоморфизму факторного анализа [1].

Остановимся на некоторых направлениях исследований по типоморфизму минералов эндогенных гидротермальных и экзогенных рудных месторождений.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Одной из популярных задач исследований является разработка признаков формационных различий рудных месторождений. Можно считать доказанным, что в зависимости от формационной принадлежности и минерального типа рудные месторождения характеризуются не только определенными комплексами типоморфных минеральных ассоциаций, но и специфическими особенностями отдельных минеральных видов. Различаются формы их выделений, тонкие детали состава и строения, степень неоднородности, состав микровключений и т.д. В ИГЕМ разрабатываются количественные оценки формационных различий месторождений по минералам и их сообществам (работы Р.М. Константинова). Впервые выявлены формационные различия руд, выражающиеся в типоморфных для каждой формации особенностях промышленно ценных минералов золота, серебра, олова, свинца, цинка и сурьмы (исследования Е.И. Доломановой, М.Г. Добровольской и Т.Н. Шадлун, Н.В. Петровской и М.И. Новгородовой, Н.Н. Мозговой и др.).

Рассмотрим некоторые закономерности общего характера, которые выявляются при сравнительном изучении минералов в месторождениях отдельных формационных рядов.

В гидротермальных месторождениях, образовавшихся в широком диапазоне глубин, формационные различия в большой мере определялись действием фактора глубинности.

Отмечаются следующие, в известной мере, общие тенденции изменений минералогии руд по мере перехода от глубинных месторождений к малоглубинным.

а) В составе многих рудных минералов возрастает содержание серебра, сурьмы, ртути, теллура, селена; их относительно высокие концентрации, например, в самородном золоте и некоторых сульфидах, а также большие количества собственных минералов, служат надежными индикаторами рудообразования в зоне малых глубин. Оценивая типоморфное значение примесей в минералах, следует иметь в виду, что некоторые из них, например, теллур, сурьма, олово, могут отражать специфику не формаций руд, а региональной геохимии рудных провинций. Необходимо также учитывать влияние геологической среды на появление в минералах таких примесей, как марганец, ванадий, кальций.

б) С уменьшением глубины формирования руд в них увеличиваются содержания сложных сульфидов свинца, сурьмы, висмута, серебра. Отмечается относительно высокая общая степень окисления мышьяка и сурьмы как следствие повышения окислительного потенциала среды минералообразования (развитие блеклых руд, энаргита и др.). Усиливаются дефектность структур минералов, их неоднородность, мозаичность

и зональность индивидов. Намечается тенденция к появлению определенных поли-типов минералов, например вюртцита или вюртцитовой составляющей в сфалерите, образовавшемся в малоглубинных условиях. Для образований относительно больших глубин более характерны структуры пластической деформации, полигонизации, развальцевания и последующей рекристаллизации.

в) В малоглубинных месторождениях, по сравнению с глубинными нередко усложнены формы кристаллов минералов, например самородного золота [9]. Возрастает распространенность кристаллов искаженного габитуса — уплощенных, резко удлинённых, с признаками расщепленного и дендритового роста.

Причины отмеченных закономерностей еще не полностью ясны. Естественно предположить, что к их числу относится изменение (происшедшее по мере приближения к палеоповерхности Земли) степени открытости минералообразующих систем, вовлечение в них богатых кислородом вадозных вод и соответственное повышение окислительного потенциала среды. Очевидно, что менялось агрегатное состояние растворов (газовая составляющая), вскипание которых стимулировалось перепадами давления, характерными для зоны малых глубин.

Совокупность типоморфных признаков минералов и минеральных ассоциаций позволяет с большой долей уверенности различать месторождения, образованные на разных уровнях глубин, что весьма важно для металлогенических построений.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ СТАДИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

Определилась растущая значимость сравнительного анализа особенностей минералов и минеральных ассоциаций, образованных в разные этапы и стадии формирования месторождений определенного типа. Такие исследования требуют углубленного анализа причинно-следственных связей индикаторных признаков и их зависимости от физико-химических характеристик рудообразующих процессов. Основной предпосылкой постановки исследований служит положение об изменении во времени физико-химических условий минералообразования и неизбежном отражении таких изменений в типоморфных особенностях минералов. Полученные данные подкрепляют и дополняют концепцию стадийности гидротермального рудообразования, созданную С.С. Смирновым, А.Г. Бетехтиным и другими учеными.

Кроме таких широко известных показателей стадийности рудообразования, как текстуры пересечений, дробления и цементации минеральных агрегатов более поздними, выявляются новые признаки — закономерные различия генераций минералов как членов разновременных минеральных ассоциаций. Во многих месторождениях минералы поздних стадий оказываются заметно обедненными примесями по сравнению с теми же минералами, образовавшимися в ранние стадии. Так, самородное золото становится более высокопробным [9], в свинцово-цинковых рудах сфалерит поздних ассоциаций по сравнению со сфалеритом, образованным в ранние стадии, в два—три раза беднее медью и оловом [3]. Подобные примеры приводятся при описании рудных минералов многих месторождений. Вместе с тем тенденция минералов очищаться от примесей в поздние стадии не универсальна; более часто она проявляется при перегруппировке и частичном переотложении минерального вещества. Новый привнос металлов растворами, вероятно, приводил к обратному эффекту: в поздних генерациях минералов накапливались примеси, нехарактерные для ранних генераций (серебро, сурьма, ртуть, теллур и др.).

Таким образом, состав примесей в разновременных выделениях минералов может служить показателем важных особенностей поздних стадий рудообразования. Аналогичную роль в ряде случаев играют величины отношений индикаторных примесей (например отношение $Co:Ni$ в пирите колчеданных месторождений).

В связи с различиями состава генераций минералов неодинаковы и их физические свойства, в частности, твердость, отражательная способность и др.

Поздние выделения минералов обычно неоднородны по составу, свойствам и тон-

ким деталям строения индивидов, нередко выявляемым лишь методами электронной микроскопии. Особенно характерно это для минералов продуктивных стадий рудных процессов; их особенности могут служить предметом специальных исследований. Развитие внутрирудных перегруппировок в продуктивную стадию позволяет предполагать, что на типоморфные особенности минералов таких стадий влияли реакции минералообразования при многократных нарушениях равновесий к системе минерал-раствор.

К типоморфным особенностям минералов ранних и поздних стадий рудообразования относятся также характерные формы кристаллов (обычно более сложные в поздних минеральных парагенезисах), степень упорядоченности структур, пористость, состав капселированных газов и жидкостей и т.п. По комплексу признаков генераций минералов в сочетании с особенностями их парагенезисов можно распознавать продукты разных стадий рудных процессов практически во всех гидротермальных рудных месторождениях; при этом необходимо учитывать не только минералогические, но и геотектонические показатели прерывистости рудообразования.

ИНДИКАТОРЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ

С учением о типоморфизме минералов связано исследование зависимости состава, структуры и морфологии минералов от физико-химических параметров рудообразования. Наиболее полно изучено влияние температур. Эксперименты, теоретические расчеты и наблюдения на месторождениях уже привели к созданию целой системы минералогических термометров; они служат тем же целям, что и минералотермометрия, и могут рассматриваться как основанные на представлениях о типоморфизме минералов и их ассоциаций. В последние десятилетия в систему геотермометров внесены существенные коррективы. Полученные данные [11, 18 и др.] показали, что состав сфалерита при 300–550° практически не зависит от температуры, что ограничивает использование геотермометра Куллера. Е.К.Лазаренко и В.И.Павлишин [5] указали, что понижение температуры ведет к уменьшению содержания изоморфной примеси алюминия и титана в кварце. Это заключение экспериментально подтверждено В.Н.Румянцевым [10], который установил также, что наряду с температурой на вхождение алюминия в решетку кварца влияют рН и Eh среды, скорость кристаллизации кварца. Намечается зависимость от температуры окраски кварца и флюорита, а также форм выделений кварца, карбонатов и других минералов. Однако в большинстве случаев упомянутые особенности отражают интегральное действие ряда факторов — степени пересыщения растворов, содержания в них примесей, могущих блокировать рост некоторых граней, скорость кристаллизации и т.д. Ряд положений по минералогической термометрии содержится в работах Л.Л.Перчука [7]; их основой служат закономерности распределения элементов между сосуществующими минералами. Анализируя состояние вопроса, Е.К.Лазаренко и В.И.Павлишин [5] пришли к выводу, что минералогические термометры дают лишь приближенные данные, в основном для нижних пределов температур образования минералов, но не для общих диапазонов температур кристаллизации. Вместе с тем полученные данные, даже с учетом упомянутых ограничений, внесли много нового в учение о рудогенезе; в частности, установлены неожиданно узкие интервалы температур, при которых возникали продуктивные ассоциации минералов в месторождениях золота, ртути, молибдена, свинца, цинка.

Проведенные в ИГЕМ электронно-микроскопические исследования в сочетании с микронзондовыми анализами показали, что во многих случаях примеси в минералах входят в состав мельчайших включений других минералов. Так, часть железа и мышьяка в сфалерите свинцово-цинковых месторождений содержится в микровключениях арсенопирита и пирротина [15]; теллур и висмут в самородном золоте, по нашим наблюдениям, сосредоточены в микрочастицах тетрадимита и других теллуридов. В литературе приводятся сведения о микровключениях в минералах олова, вольфрама и т.д. Во многих минералах присутствуют полиминеральные комплексы (микроассоциации)

включений. По особенностям размещения и соотношениям их состава и состава минерала-хозяина, с учетом постоянства содержаний включений, можно распознавать их прото- и сингенетические разновидности, типоморфное значение которых различно. В одних случаях они позволяют судить о проявлении процессов метасоматоза при росте индивидов минерал-хозяина, в других случаях — о малых примесях в минералообразующих растворах.

В ИГЕМ зародилось новое направление исследований состава минералообразующих сред по фазовому составу осадков на стенках вакуолей в минералах. Начало ему было положено работами Е.И.Доломановой с соавторами [3]. Эти работы продолжаются. Изучается зависимость форм выделений минералов от степени пересыщения маточных растворов. Экспериментальными и теоретическими исследованиями доказано, что тончайшая ступенчатость на гранях кристаллов самородного золота и других минералов может быть индикатором кристаллизации из разбавленных растворов. Показателями участия коллоидных фаз в отложении вещества из гидротерм, как установлено в ИГЕМ, могут служить не только визуально определяемые признаки метаколлоидных текстур минеральных агрегатов, но и мельчайшие реликты глобулей в индивидах минералов, выросших из растворов при участии коллоидов (такие реликты наблюдались в индивидах кварца, золота, некоторых сульфидов).

В литературе последних десятилетий широко освещается вопрос о показателях кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования. Результаты экспериментов и построение диаграмм состояния ряда систем позволили установить зависимости минеральных фаз и их стабильности от pH и Eh гидротермальных растворов. Показана возможность судить об изменениях этих параметров по признакам смены во времени минеральных ассоциаций определенного состава и минералов, в которых участвуют элементы, в разной степени окисленные (работы П.Бартона, Г.Холланда, И.Д.Рябчикова и др.). Упомянутые признаки отмечались в месторождениях разных типов и формаций. Привлекает внимание возможность использования политипов некоторых минералов, например, гексагонального политипа ZnS как показателя роста кислотности растворов.

Интересные данные о восстановительном режиме в отдельные стадии формирования золоторудных месторождений получены в ИГЕМ М.И.Новгородовой [6].

Важным направлением работ по типоморфизму рудообразующих минералов является сравнительный анализ их особенностей в участках богатых и бедных руд, в частности, в рудных столбах и на флангах рудных полей. Выявляя фаціальную изменчивость одних и тех же минеральных ассоциаций и отдельных минералов, такие работы создают теоретическую основу минералогических критериев оценки месторождений. Намечено индикаторное значение следующих показателей: полнота комплекса одновременных минеральных ассоциаций, интенсивность проявления продуктивных из них, усложнение их минерального состава. Установленные на примере золоторудных месторождений [8] они затем выявлены в рудах многих металлов [2 и др.]. Типоморфны для рудных столбов признаки изменения состава ценных минералов, например, повышение пробы золота [19]. Морфогенетические построения Н.З. Евзиковой [4] указали на возможности использования для аналогичных целей различий кристаллов минералов: появление наиболее плотных граней считается характерным для мест интенсивного развития процесса рудообразования, где формировались рудные столбы.

ПРИЗНАКИ ЭНДОГЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Вопрос об индикаторах интра- и пострудных преобразований минерального вещества заслуживает быть выделенным в особый раздел учения о типоморфизме. Детально исследуются признаки диффузионной перегруппировки примесей в минералах, особенно отчетливо проявляющиеся в строении зональных индивидов пирита, самородного золота и др. Непосредственные наблюдения над рудами в зонах контактов более поздних интрузивов и эксперименты по нагреву минералов установили, что очищение минеральных

индивидов от примесей, особенно неравномерное, усиливавшееся вдоль трещин, может служить надежным индикатором термических воздействий на рудное вещество.

Весьма перспективны исследования природы и типоморфного значения структур распада твердых растворов. Подобные структуры были обнаружены даже в таком, казалось бы стабильном природном твердом растворе, как самородное золото, что позволило предположить его неустойчивость за длительное геологическое время. Изучение признаков фазовых превращений минералов остается одной из важных задач дальнейших работ по типоморфизму.

Сохраняют значение исследования структур деформации и рекристаллизации минералов и минеральных агрегатов, а также тонкие следы коррозии зерен и кристаллов. По нашим данным, коррозия нередко сопровождалась отложением растворенного вещества на корродированных поверхностях в виде автопитаксических наростов, которые приобретают значение индикаторов интратрудного переотложения.

ИССЛЕДОВАНИЯ ТИПОМОРФИЗМА ЭКЗОГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Самостоятельным разделом учения о типоморфизме является выяснение закономерностей экзогенного минерало- и рудообразования. Одной из главных задач является установление признаков биогенного и абиогенного минералообразования. Для ее решения успешно используются: сравнительный анализ минеральных агрегатов определенного и еще не выясненного генезиса, прямое исследование состава и структуры минералов, реликтов микроорганизмов в них, эксперименты, воспроизводящие биогенное и абиогенное образование минералов. Реликты бактерий (в частности, железобактерий *Gallionella Leptothrix* и др.) в выделениях гипергенных минералов железа уже используются как индикаторы биогенного накопления железа. Широко известны также признаки деятельности бактерий при формировании залежей самородной серы и сульфидов.

Существенную помощь могут оказывать методы изотопной геохимии, в частности, изучение изотопного состава серы, результаты которого отражены в серии публикаций [14 и др.] и здесь не рассматриваются.

Представляют интерес исследования примесей в минералах углеродистых веществ, весьма чутких к условиям минералогенеза и поэтому могущих иметь типоморфное значение. Дальнейшие исследования должны быть связаны с решением следующих задач.

- 1) Пополнение минералогических индикаторов типов и формаций рудных месторождений данными сравнительного анализа частот встречаемости типоморфных признаков в рудах определенного генезиса.
- 2) Выяснение типоморфных особенностей генераций минералов и их ассоциаций, возникших в определенные периоды эндо- и экзогенного рудообразования, особенно в его продуктивные стадии. Наиболее важно изучение генераций промышленно ценных минералов и их спутников.
- 3) Установление возможности использования типоморфизма минералов для выявления скрытой зональности рудных тел и рудоносных площадей.
- 4) Накопление новых данных о зависимости типоморфных особенностей минералов от физико-химических условий рудообразования. Углубление исследований минералого-геохимических термометров, барометров, индикаторов pH и Eh среды, фазового состояния и динамики изменений состава минералообразующих растворов. Проведение с этой целью экспериментов и теоретических расчетов.
- 5) Всестороннее изучение признаков диагенетических и эпигенетических изменений минерального вещества (структур распада твердых растворов и др.); выявление эмпирических закономерностей и их экспериментальная проверка.
- 6) Выявление минералов и минеральных разновидностей — индикаторов обогащенных руд (в том числе рудных столбов гидротермальных месторождений), а также признаков скрытого оруденения — по минералам измененных пород.

Упомянутые задачи далеко не исчерпывают возможностей исследования типоморфиз-

ма минералов и минеральных ассоциаций. Важным является сопоставление результатов минералогических, геохимических, геолого-тектонических и экспериментальных работ, обеспечивающее правильность генетической интерпретации эмпирических закономерностей.

Нет сомнений, что дальнейшие углубленные исследования по типоморфизму минералов позволят сформулировать новые конкретные рекомендации для решения многих вопросов общей теории минералогенеза и прикладной минералогии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ануфриев А.М., Урасин М.А.* Применение факторного анализа для выяснения типохимических особенностей пиритов разного генезиса. — В кн.: Проблемы генетических информаций в минералогии. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1977, с. 29–30. (деп. ВИНТИ, № 491–77, 1977).
2. *Гинзбург А.И.* Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 385–397.
3. *Доломанова Е.И., Лидер В.В.* Состав твердых осадков в некоторых газовой-жидких включений в морионе по данным рентгеноспектрального точечного анализа. — Докл. АН СССР, 1966, т. 467, № 1, с. 176–179.
4. *Евзикова Н.З.* Кристалломорфологические основы учения о типоморфизме минералов. — Регион. и генетич. минерал., 1979, вып. 3, с. 3–11.
5. *Лазаренко Е.К., Павлишин В.И.* Химические аспекты типоморфизма минералов. Минералогические термометры и барометры. — Минерал. журн., 1979, № 1, с. 5–19.
6. *Новгородова М.И.* Новая группа природных твердых растворов и интерметаллидов. — В кн.: Геохимия и минералогия. МГК 26 сессия. М.: Наука, 1980, с. 108–113.
7. *Перчук Л.Л.* Усовершенствование двуокисно-железного геотермометра для глубинных перидотитов. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 3, с. 456–459.
8. *Петровская Н.В.* Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. — В кн.: Генетические проблемы руд. 21 сессия МГК. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 145–159.
9. *Петровская Н.В.* Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 348 с.
10. *Румянцева В.Н.* Структурный алюминий в кварце как индикатор физико-химических условий кристаллизации. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 6, с. 647–657.
11. *Скотт С.Д.* Состав сфалерита в системе Zn–Fe–S. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 203–210.
12. *Ферсман А.Е.* Пегматиты. Их научное и практическое значение. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. Т. 1, Гранитные пегматиты. 646 с.
13. *Чухров Ф.В.* Типоморфизм — важная проблема современной минералогии. — В кн.: Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969, с. 3–14.
14. *Чухров Ф.В.* Геохимическая среда и изотопный состав серы руд и горных пород. — Изв. АН АРМССР. Науки о земле, 1979, Т. 32, № 2, с. 3–18.
15. *Шадлун Т.Н., Добровольская М.Г., Лебедева С.И., Рябова Е.Г.* Типоморфные особенности сфалеритов из месторождений различных рудных формаций. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972, с. 86–92.
16. *Шмакин Б.М.* Типоморфизм и типохимизм минералов. — В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970, с. 214–219.
17. *Юшкин Н.П.* Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.
18. *Barton P.B. jr., Toulmin P.* III. Phase Relations in involving sphalerite in the Fe–Zn–S system. — Econ. geol. 1966, vol. 61, N 5, p. 815–849.
19. *Rahden H.V.R., von.* Apparent Fineness values of gold from two Witwatersrand Gold thines. — Econ. geol. 1965, N 5, vol. 60, p. 980–997.
20. *Schneiderhöhn H.* Die Grundlagen einer genetischen Systematik der Minerallagerstätten. — Senckenbergiana, 1919, Bd. 1, N 6, s. 194–212.

НЕСТЕХИОМЕТРИЯ ДВОЙНЫХ СУЛЬФОСОЛЕЙ И ПРОБЛЕМА ИХ СИСТЕМАТИКИ

Учение о нестехиометрии — одно из основных достижений химии твердого тела. Поскольку минералогия, по словам В.И. Вернадского, химия земной коры, то, очевидно, закономерности, установленные химиками, должны иметь значение и для минералогов.

Под нестехиометрическими соединениями понимаются соединения переменного состава, т.е. соединения, обладающие в определенных условиях областью гомогенности. Основной признак нестехиометрических соединений — способность при изменении условий изменять область гомогенности и распадаться на гомологические ряды упорядоченных фаз, каждая из которых обладает более узкой областью гомогенности. Следует отметить, что термин "нестехиометрические соединения" чаще используют в зарубежной литературе, тогда как в советской — более принято определение "соединения переменного состава".

Вопрос о стехиометрии и нестехиометрии соединений, о постоянстве и переменности их состава относится к старым проблемам химии твердого тела. Она возникла в начале прошлого века, когда началась общеизвестная дискуссия между Пру и Бертолле. Пру считал, что все соединения независимо от происхождения обладают определенным постоянным составом. Бертолле доказывал, что состав соединений, по крайней мере в некоторых пределах, может непрерывно меняться и зависит от способа их получения. Этот спор закончился победой Пру, что нало отражение в законе простых и кратных отношений в соединениях стехиометрического состава, сформулированного Дальтоном в 1807 г. С тех пор соединения, подчиняющиеся этому закону, стали называть определенными, а остальные — неопределенными, причем неопределенные соединения надолго выпали из поля зрения химиков. Больше того, как отмечает Б.Ф. Ормонт [5], определяемые из анализов нецелочисленные отношения элементов считались обусловленными ошибками метода, и химики на протяжении прошлого века исправляли эти значения и приводили их к целочисленным.

Положение изменилось в 1914 г., когда Н.С. Курнаков на основе изучения диаграмм состояния металлических сплавов постулировал существование двух типов химических соединений — дальтонилов (с постоянным составом) и бертоллидов (с переменным составом). Бурное развитие химии твердого тела, показало, что именно нестехиометрические соединения переменного состава представляют собой наиболее общее явление. Много способствовали прогрессу познания нестехиометрических соединений новые методические возможности — электронный микронзонд и созданный в 1968 г. высоко-разрешающий электронный микроскоп. Значительный вклад в исследование соединений переменного состава внесли советские ученые Н.С. Курнаков, Б.Ф. Ормонт, Н.Н. Сирота, Г.Б. Бокий, А.С. Марфунин, Е.С. Макаров и др. А.С. Марфуниным введен в минералогии термин "упорядочивающиеся серии", который уже вошел в учебники. В одной из первых сводок по нестехиометрическим соединениям, изданной академическим изданием Нью-Йорка и Лондона в 1964 г., в качестве нестехиометрических неорганических соединений рассматривались многие минералы, в том числе и сульфосоли. Однако до сих пор минералоги по традиции оперируют законом кратных отношений. Это находит отражение в написании формул минералов и в самом понятии минерального вида и их систематике. Для наиболее простых минералов подобная трактовка проходит пока безболезненно. Так, установленная в антимоните нестехиометрия заметно сказывается лишь на полупроводниковых свойствах, которые обычно не попадают в поле зрения минералогов. Но в случае сложных минералов, какими являются сульфосоли, такой подход порождает путаницу как в отношении химических и структурных

Т а б л и ц а 1

Химическая формула кобеллита (по разным авторам) [4]

Формула	Pb:(Si, Sb)	Автор	Примечание
$Pb_2(Bi, Sb)_2S_5$	1	Сэттерберг, 1839 г.	Принята Дэна и др., 1950 г.
$Pb_3(Bi, Sb)_2S_6$	1,5	Раммельсберг, 1875 г.	Принята Флинком, 1910 г.
Pb_2BiSbS_5	1	Костов, 1971 г.	
$Pb_6FeBi_4Sb_2S_{16}$	1	Наффилд, 1948 г.	Принята в справочнике "Минералы", 1960 г. и Рамдормом, 1962 г.
$Pb_5(Bi, Sb)_8S_{17}$	0,625	Харрис и др., 1968 г.	Принята Штрупцем, 1977 г.
$12PbS \cdot 7(Sb_{0,44}Bi_{0,56})_2S_3 \cdot 2(Cu_{0,56}Fe_{0,44})S$	0,86	Мийе, 1971 г.	
$Pb_{13}(Bi, Sb)_8Sb_5S_{32}$	1	Нечелюстов и др., 1968, 1973	
$R_2^{2+}R_2^{3+}S_5$	1	Сахарова, Кривицкая, 1970 г.	
$Me_3X_2S_6$	1,5	Годовиков, 1971, 1972 гг.	Me – Pb, Fe, Cu, Ag, Bi X – Sb, Bi(As)

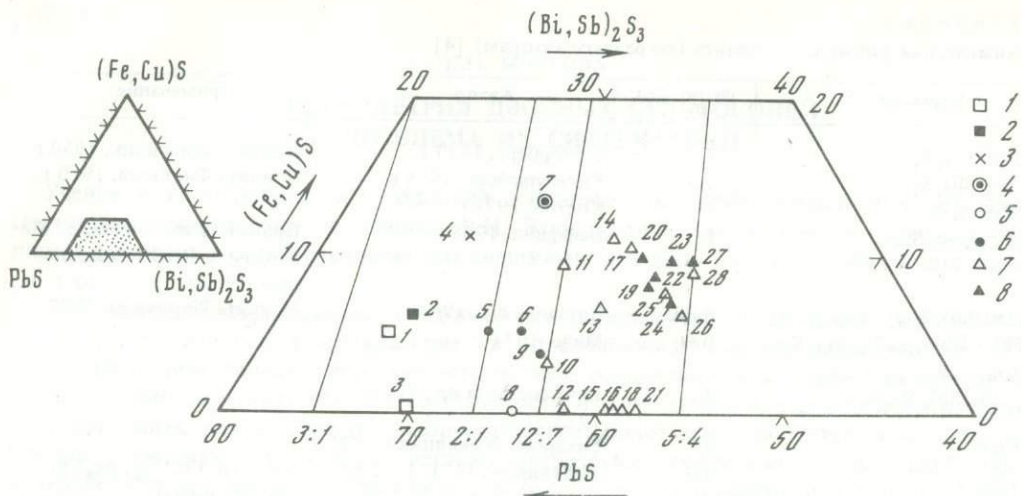
характеристик, так и в систематике и номенклатуре. Особенно наглядно это можно видеть на примере наиболее сложных – двойных и тройных сульфосолей.

Как известно, к сульфосолям относят группу сложных сульфидов, состав которых выражается обобщенной формулой $A_nB_mX_p$, где А – металлы, В – полуметаллы (обычно элементы группы V Периодической системы: мышьяк, сурьма, висмут), Х – сера. Сульфосоли, в которых отмечается сразу два или три металла или полуметалла, называются двойными или тройными сульфосолями, соответственно. Рассмотрим результаты исследования некоторых сульфосолей со смешанным составом полуметаллов.

Сульфосоли со смешанным составом полуметаллов включают в себя, с одной стороны, такие широко распространенные минералы как блеклые руды, с другой, – минералы встреченные лишь в одной или двух точках земного шара. Среди последних есть минералы, известные на протяжении столетий, и минеральные виды, открытые лишь в самые последние десятилетия. Несмотря на указанные различия, все они характеризуются спорностью формул.

Одним из примеров подобных минералов может служить кобеллит – редкая сурьмяно-висмутовая сульфосоли свинца, открытая в 1839 г. в шведском месторождении Вэна. На протяжении всей полуторавековой истории велись споры относительно его формулы и положения среди сульфосолей. Сначала формула выводилась по данным химического анализа (табл. 1). В формуле первооткрывателя минерала Сэттерберга отношение свинца к сумме полуметаллов было равно единице, т.е. такое же, как в простой висмутовой сульфосоли свинца – козалите; в формуле Раммельсберга это отношение равно 3:2, т.е. такое же, как в другой висмутовой сульфосоли лиллианите. В связи с этим кобеллит предлагали рассматривать как сурьмянистый козалит, либо как сурьмянистый лиллианит. В 1948 г. Наффилд на материале из Вэны определил параметры элементарной ячейки кобеллита, которые оказались отличными от козалитовых, и предложил рассматривать его как самостоятельный минеральный вид с козалитовым соотношением металлов и полуметаллов в формуле. Оригинал исследований Наффилда не анализировался. Следовательно, в литературе имелись результаты химических анализов, с одной стороны, и с другой стороны, – рентгеновские характеристики без данных химического анализа.

В 1968 г. для изучения кобеллита в Канаде был привлечен электронный зонд [10]. Оказалось, что отношение свинца к полуметаллам в изученных образцах кобеллита намного меньше единицы, что привело к новому типу формулы. Авторы сочли отношение Pb : (Bi, Sb) постоянным, хотя по реальным анализам оно существенно коле-



Фиг. 1. Диаграмма составов сурьмянистых кобеллитов, сурьмянистых козалинтов и кобеллитов
 Сурьмянистые лиллианиты (1, 2): 1 — по Сахаровой и Кривицкой, 2 — по Мозговой, Бортникову [4]; сурьмянистые козалинты (3—6): 3 — по Бородаеву, Мозговой, 4 — по Шоту, Отtemanу, 5 — по Сахаровой, Кривицкой, 6 — по Мозговой, Бортникову [4]; кобеллиты (7, 8): 7 — данные разных авторов, 8 — по Мозговой, Бортникову [4]

балось — от 0,62 до 0,8, в связи с чем некоторые анализы плохо пересчитывались на предложенную формулу. Дискуссия о формуле и месте кобеллита среди сульфосолей разгорелась с новой силой [1, 2].

Мы попытались внести ясность в эту проблему следующим образом. Поскольку после работ Наффилда именно рентгеновские данные служили основой для диагностики кобеллита, мы провели тщательное сопоставление микросондовых анализов этого минерала, как собственных, так и литературных данных, сопровождаемых дебаграммами (как нередко подчеркивается в трудах по нестехиометрическим соединениям, только такой путь их исследования может считаться правильным). Оказалось, что в минералах с кобеллитовым типом дебаграмм отношение $Pb : (Bi, Sb)$ действительно меньше единицы. Область, характеризующая кобеллитовыми дебаграммами, на диаграмме составов достаточно протяженна (фиг. 1) и может быть описана формулой: $(Fe, Cu)_{2-z}Pb_{12-x}(Bi, Sb)_{14} + xS_{35} + 0,5x$, где x изменяется от 0 до 1,74, а z — от 0 до 2.

Обнаружены слабые, но закономерные изменения в дебаграммах кобеллитов в зависимости от колебания в них основного соотношения $Pb : (Bi, Sb)$. Следовательно, вариации этого отношения в кобеллитах, обнаруженные канадскими исследователями, не случайны и отвечают нестехиометрической природе минерала. Возможно, что при определенных условиях существует более обширная область гомогенности, которая охватывает весь интервал составов от Sb — лиллианитов до кобеллитов. Об этом свидетельствуют закономерные структуры распада и структурное родство всех минералов, выявляемое дебаграммами. Более подробно данный вопрос рассмотрен совместно с Н.С. Бортниковым [4].

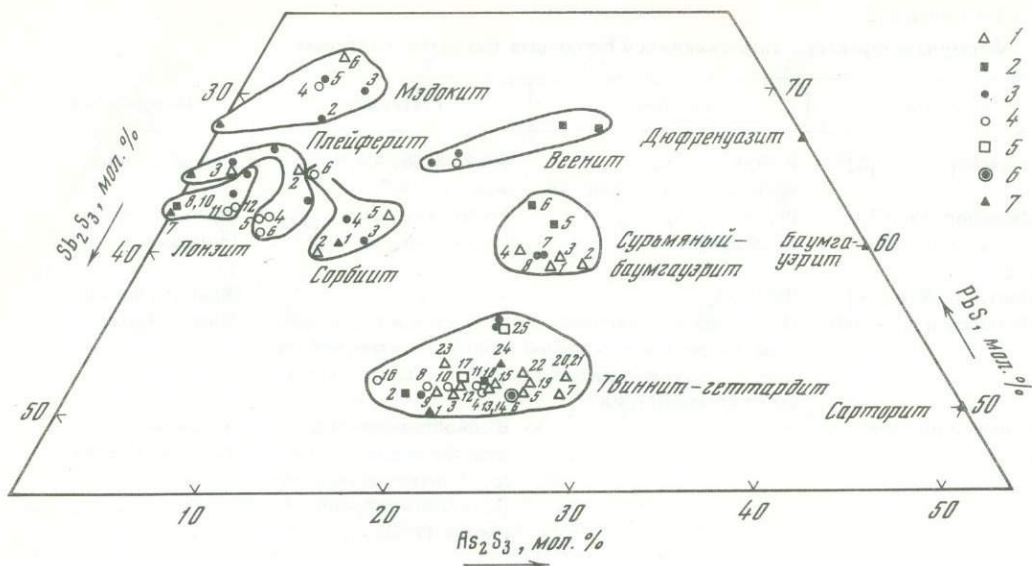
В качестве другого примера можно привести сурьмяно-мышьяковые сульфосоли свинца. Долгое время был известен лишь один представитель подобных сульфосолей — геокронит. В 1967 г. Дж. Джембор [8] в канадском месторождении Мэдок описал 8 новых минеральных видов в этой группе. Все они первоначально были охарактеризованы как минералы постоянного состава, несмотря на очень большое химическое и структурное сходство некоторых из них. В этих минералах та же путаница с формулами и номенклатурой началась вскоре после их утверждения. Особенно наглядно это проявляется на двух минералах группы — твинните и геттардите. Так, из табл. 2 видно,

Автор	Твиннит	Геттардит	Месторождение
Джембор, 1967 [8]	$Pb(Sb, As)_2 S_3$ трикл., $c = 2c' = 8,60 \text{ \AA}$	$9PbS \cdot 8(Sb, As)_2 S_3$ мон., $c = 8,72$	Мэдок, Канада
Джембор, 1968 [8]	$Pb(Sb, As)_2 S_4$	$Pb(Sb, As)_{2-x} S_{4-1,5x}$	Синтез
Валиа, Чанг, 1973 [12]	Не получен	$Pb(Sb_{0,5} As_{0,5})_2 S_4$	Синтез
Мантьен, 1974 [11]	$PbSbAsS_4$	—	Жакс Ру, Франция
Джембор и др., 1980	Новые анализы твиннита очень близки к геттардитовым. Возможно диморфны. Более вероятно, небольшие структурные отличия обусловлены отклонением от стехиометрии	—	Мэдок, Канада
Браччи и др., 1980 [6]	—	В сдвойникованном кристалле два индивиды с близкими параметрами элементарной ячейки $PbSbAsS_4$	Апуанские Альпы, Тоскана, Италия

что в 1967 г. Джембор характеризует оба минерала как соединения постоянного состава разной сингонии и в твинните указывает сверхструктуру. В следующем году при изучении синтетического геттардита на основании вариаций межплоскостных расстояний и увеличения сходства с дебааграммами твиннита он предположил существование между ними по сути дела нестехиометрических соотношений — по его данным, один минерал перестраивается в другой по мере сближения составов, что отразил в формуле. В 1973 г. Д.С. Валиа и Л.Л. Чанг [12] изучили синтетические продукты данной системы. Они сообщают, что получили геттардит, но приписывают ему формулу твиннита. Рентгеновские данные в работе не приведены, поэтому остается неизвестным, на чем основана диагностика. В 1974 г. Ж. Мантьен [11] устанавливает подобное соединение в месторождении Жакс Ру во Франции, где называет его твиннитом, приписывая ему несколько иную, но также стехиометрическую формулу. Мантьен высказывает мнение, что Джембор под двумя названиями описал одно и то же соединение, ошибочно определив разные сингонии. В 1980 г. Джембор с соавторами проводят (личное сообщение) повторное изучение материала из Мэдока. Они отмечают близость новых анализов твиннита к геттардитовым и не исключают их диморфность, но более склонны считать причиной небольших структурных отличий отклонение от стехиометрии. Наконец, в том же году опубликована статья Дж. Браччи [6] о находке геттардита в Италии. Эти исследователи указывают на наличие в изученном сдвойникованном кристалле двух индивидов с близкими параметрами, причем и те и другие близки к геттардитовым. На этом основании они определяют минерал как геттардит, но неожиданно приписывают ему формулу твиннита по Мантьену.

Нами обнаружены данные минералы в Хайдарканском рудном поле [3]. Кроме того, Н.С. Бортниковым был проведен их синтез в гидротермальных условиях. Результаты микронзондового исследования, дебааграммы и метод микродифракции электронов показали, что область составов, которая характеризуется приблизительно одинаковыми дебааграммами и обладает сверхструктурами, захватывает область теоретических составов и твиннита и геттардита (фиг. 2) и может быть описана формулой: $Pb(Sb, As)_{2 \pm x} S_{4 \pm 1,5x}$, где $0,05 \leq x \leq 0,38$. Очевидно, целесообразно сохранить за этой серией одно название "твинниты".

Наконец, последний пример — блеклые руды, наиболее широко распространенные и хорошо изученные сульфосоли. Дискуссия по поводу формулы этих минералов достаточно широко известна. В настоящее время признаны две формулы блеклых руд:



Фиг. 2. Диаграмма составов сурьяно-мышьяковых сульфоселов свинца

Данные автора: 1 – состав минералов из месторождения Новое, 2 – состав синтетических фаз; литературные данные: 3, 4. – Джембора [8], 5 – Мантьева [11], 6 – Браччи и др. [6], 7 – теоретические составы по Джембору [8]

Полинга-Вюнша $Cu_{12}(As, Sb)_4S_{13}$ с соотношением $Me : S = 0,92$ и Хинце-Белова $Cu_{12}(As, Sb)_4S_{12}$ с аналогичным отношением $= 1$.

Обе характеризуются целочисленными коэффициентами, но известно, что многие реальные анализы плохо соответствуют как той, так и другой формуле, что отмечалось, например, Х. Штрунцем. В литературе на основе обобщения многочисленных химических анализов этих минералов неоднократно высказывались соображения об изменчивости соотношений всей совокупности металлов к сумме полуметаллов и к сере. Основную причину этого видели в вариациях соотношений одно- и двухвалентных металлов, влияющих на количество серы.

В то же время при экспериментальных исследованиях чистых блеклорудных систем $Cu-Sb-S$, $Cu-As-S$ и $Cu-Sb-As-S$ (наиболее детально изучались в США Б. Дж. Скиннером и его школой, а в Японии К. Татсукой и Н. Моримото) установлены достаточно протяженные области гомогенности. Для системы со смешанным составом полуметаллов при температурах $350-500^\circ C$ она описывается формулой: $Cu_{12+x}(As, Sb)_{4+y}S_{13}$, где $0 \leq x \leq 1,99$, $0,02 \leq y \leq 0,37$ [13], при этом отношение $Me : S$ изменяется от 0,92 до 1,06. В 1979 г. в блестящей работе Э. Маковицкого и Б. Дж. Скиннера [14] впервые дана кристаллохимическая интерпретация нестехиометрии синтетических блеклых руд. Рентгеновским путем исследованы параллельные сростки в структуре распада бывшего монокристалла. Оказалось, что полностью заполнены лишь позиции меди в тройной координации, тогда как в ее позициях в четверной координации имеются вакансии. Около двух атомов меди на ячейку в маломедистом члене (т.е. около 7% общего количества меди) и около восьми атомов на ячейку в высокомедистом члене (~ 28% меди) подвижны и не могут быть локализованы. Таким образом, нестехиометрия синтетических блеклых руд доказана всесторонне.

Что же касается природных блеклых руд, то проведенное вместе с А.И. Цепиным микронзондовое исследование этих минералов (около 600 анализов) показало, что колебания отношений основных формулоопределяющих группировок элементов намного превышает доверительный интервал и вполне сопоставимы с установленными при экспериментальных исследованиях систем: $Me : S$ – от 0,77–1,10 (все анализы); 0,87–1,00 (556 анализов; 94%). Выше приведенные отношения $Me : S$, отвечаю-

щие обеим формулам блеклых руд, входят в этот интервал колебаний. Следовательно, правильной должна быть формула, указывающая интервалы колебаний. В связи с этим можно напомнить высказывание Б.Ф. Ормонта, которое он сделал еще в 1969 г.: "Надо считать принципиальной ошибкой приписывание целочисленных стехиометрических индексов тем немолекулярным кристаллам, для которых это не проверено прецизионными методами" [5, с. 46].

В заключение хотелось бы подчеркнуть, поскольку в химии твердого тела уже установлен общий характер законов нестехиометрии, то это в полной мере должно относиться и к минералогии, объектом исследования которой служат те же химические соединения, только природные. Подход к минералам как к соединениям переменного состава весьма актуален и перспективен. Он дает возможность правильного написания формул, что очень важно для термодинамических расчетов и построений, которые все больше внедряются в минералогию. Как уже указывалось [2], такой подход позволяет правильно понимать фундаментальные законы строения минерального вещества, закономерные зависимости между строением минералов и их свойствами, а также выявлять естественные связи между разными природными соединениями. Все это важно как для целей поисков практически полезных свойств минералов, так и для разработки их рациональной классификации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. Особенности их химического состава, синтез, классификация. М.: Наука, 1972. 303 с.
2. Мозгова Н.Н. Нестехиометрия и гомологические ряды сульфосолей. — Минер. журн., 1979, № 1, с. 93–98.
3. Мозгова Н.Н., Бортников Н.С., Гончаров А.И. и др. О новой находке ассоциации сурьмяно-мышьяковых сульфосолей свинца (Месторождение Новое, Хайдарканское рудное поле). — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 2, с. 447–452.
4. Мозгова Н.Н., Бортников Н.С. О нестехиометрии кобеллита. — В кн.: Сульфосоли, платиновые минералы и рудная микроскопия. М.: Наука, 1980, с. 31–49.
5. Соединения переменного состава/ Коллективная монография, ред. Б.Ф. Ормонт, Л.: Химия, 1969, 519 с.
6. Bracci G., Dalena D., Orrandi P. a.c. Guettardite from Tuscany, Italy: a second occurrence. — Canad. Mineral., 1980, vol. 18, pt. 1, p. 13–15.
7. Harris D.C., Jambor J.L., Lachance G.R., Thorpe A.I. Tintinaite, the antimony analogue of kobellite. — Canad. Mineral., 1968, vol. 9, pt. 3, p. 371–382.
8. Jambor J.L. New lead sulfantimonides from Madoc, Ontario. — Canad. Mineral., 1967, vol. 9, pt. 2, p. 191–213; 1968, vol. 9, pt. 4, p. 505–521.
9. Luce F.D., Tuttle C.L., Skinner B.J. Studies of sulfosalts of copper. V. Phases and Phase relations in the system Cu–Sb–As–S between 350° and 500°C. — Econ. Geology, 1977, vol. 72, N 2, p. 271–289.
10. Makovicky E., Skinner B.J. Studies of the sulfosalts of copper. VII. Crystal structures of the exsolution products $Cu_{1,2,3}Sb_4S_{1,3}$ and $Cu_{1,3,8}Sb_4S_1$ of unsubstituted synthetic tetrahedrite. — Canad. Mineral., 1979, vol. 17, pt. 3, p. 619–634.
11. Mantiene J. La mineralisation thallifere de Jax Roux (Haytes–Alpés). Thèse presentee pour obt. le titre docteur. 1974, p. 130. L'Université de Paris.
12. Walia D.S., Chang L.L.Y. Investigations in the system $PbS-Sb_2S_3-As_2S_3$ and $PbS-Bi_2S_3-As_2S_3$. — Canad. Mineral., 1973, vol. 12, pt. 2, p. 113–119.

АССОЦИИ САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В рудных месторождениях, сформировавшихся в гидротермальных условиях, самородные металлы распространены весьма широко, но количество их минеральных видов в большинстве случаев крайне ограничено. Собственную промышленную ценность имеют в основном самородные золото и серебро, реже сурьма; другие представители класса самородных элементов в гидротермальных рудах встречаются спорадически. Из них были известны самородные Bi, Sn, Cu, As и другие металлы и интерметаллиды, устанавливаемые в составе поздних минеральных ассоциаций. Их образование обычно связывается с твердофазными превращениями ранее образованных соединений, либо с протеканием окислительно-восстановительных реакций [8]; многие из самородных металлов поздних ассоциаций оказываются устойчивыми в окислительной обстановке в условиях повышенной щелочности [3].

Список самородных металлов, их природных твердых растворов и интерметаллидов пополнился благодаря находкам в составе ранних минеральных ассоциаций золотых руд таких минералов как самородные Al, Fe, Cr, Zn, Pb, Cd, твердыми растворами в железе — Co, Mn, Ti, Cr, Si; в меди — Zn, Pb и Sn, в свинце — Sn и в олове — Pb, интерметаллическими соединениями — свинцовистым стистаитом (Pb Sn Sb) и оловянно-свинцовистым купростибитом $Cu_2(Sb, Sn, Pb)$. В эту ассоциацию входит также углерод, кристаллизующийся в виде графита вместе с самородными металлами или неупорядоченного углеродистого вещества вместе со слоистыми силикатами в метасоматически-измененных боковых породах.

Находки подобных минералов представляют интерес вследствие очевидной экстремальности условий их образования. Анализируя причины возникновения в природе самородных металлов А.А. Маракушев [4], а вслед за ним и ряд других исследователей полагали, что такие металлы как железо и цинк могут образовываться из расплава лишь при высоких температурах и давлении. Было высказано заключение о существующих термодинамических ограничениях для возникновения самородного алюминия в земной коре, энергично поддержанное В.С. Соболевым [9]. Возникают сомнения в природном (а не техногенном) происхождении такого рода экзотических находок [8, 9]. В связи с этим целесообразно кратко рассмотреть имеющийся в распоряжении автора материал по характеристике и условиям образования некоторых из обнаруженных минералов из группы самородных металлов, их природных твердых растворов и интерметаллидов.

Самородный алюминий. С достоверностью установлен в кварцевых жилах Кумакского рудного поля, где образует пластинчатые и комковидные интерсертальные выделения в трещинах жильного кварца; находится в тонких полиминеральных сростках с самородным свинцом и мельчайшими выделениями Fe, Co, Cr, Ag, Pb, Sb и других металлов (фиг. 1, 2). Обнаружен также в окварцованных апомагнезиальных скарнах Таджикистана (месторождение Тарор, рудопоявление Чашманият) в виде удлиненных пластинчатых выделений внутри линзовидного скопления тонкочешуйчатого серицит-хлоритового агрегата среди кварца. В последнем заключены мелкие ксеноморфные зерна высокопробного золота и самородного висмута. Методами аналитической электронной микроскопии в утоненных пластинках самородного алюминия из этих месторождений диагностированы включения и ростки слоистых силикатов (мусковит, хлорит, серпентин), неправильной формы мельчайшие сдвойникованные зерна арагонита и частички самородной меди. Обнаружены мельчайшие (около 0,20 мкм) включения кубических кристалликов сильвина. Самородный алюминий установлен также в кварц-альбитовых метасоматитах с существенной примесью углеродистого вещества из таджикского месторождения прожилково-вкрапленного типа, локализованного



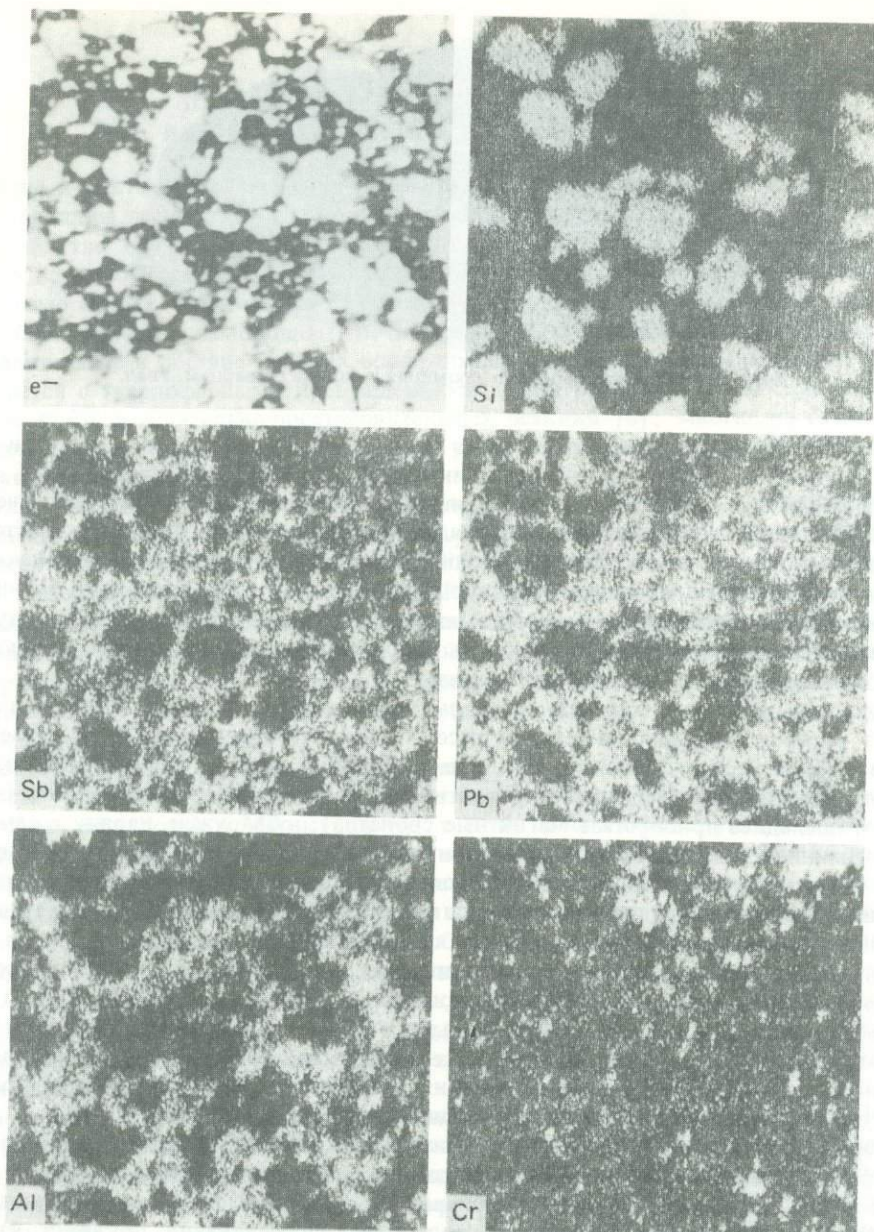
Фиг. 1. Сросток самородного алюминия и свинца с кварцем. Увел.

в терригенной толще. В алюминии из этого месторождения наряду со слоистыми силикатами (хлорит, серпентин) присутствуют включения альбита и графита.

Самородный алюминий характеризуется гранецентрированной кубической ячейкой с $a_0 = 4,052 \pm 0,006 \text{ \AA}$. Для алюминия из таджикистанских скарно-рудных месторождений рентгеновским и микродифракционными методами установлены признаки частичного упорядочения с переходом структуры $Fm\bar{3}m \rightarrow Pm\bar{3}m$; несколько увеличивается при этом и параметр элементарной ячейки ($a_0 = 4,07 \pm 0,01 \text{ \AA}$). Структурные преобразования, по-видимому, обусловлены примесью Са в этом минерале, установленной с помощью энергодисперсионного анализа.

Самородное железо и твердые растворы на основе железа. Самородное железо — один из распространенных минералов рассматриваемой ассоциации. Этот минерал с достоверностью установлен в составе полиминеральных металлических смесей из Кумакского месторождения, диагностирован во включениях самородного золота (в связи с чем последнее приобретает магнитные свойства); обнаружен, наряду с самородным алюминием, в окварцованных апомагнезиальных скарнах и прожилково-вкрапленных золотых рудах Таджикистана. В последних самородное железо с периферии своих пластинчатых выделений замещается вюститом. По данным микродифракции самородное железо характеризуется объемноцентрированным кубическим типом ячейки с $a_0 = 2,86 \text{ \AA}$, что позволяет отнести минерал к α -Fe. Распространены природные твердые растворы на основе α -Fe. В Айдырлинском рудном поле (Южный Урал) обнаружено самородное железо с существенными (целые проценты) примесями Ti и Mn, замещенное сфеном и магнезиально-железистыми амфиболами; там же диагностировано кобальтистое железо в виде мелких (первые микроны) кубических кристалликов, включенных в самородное золото и цинкистую медь.

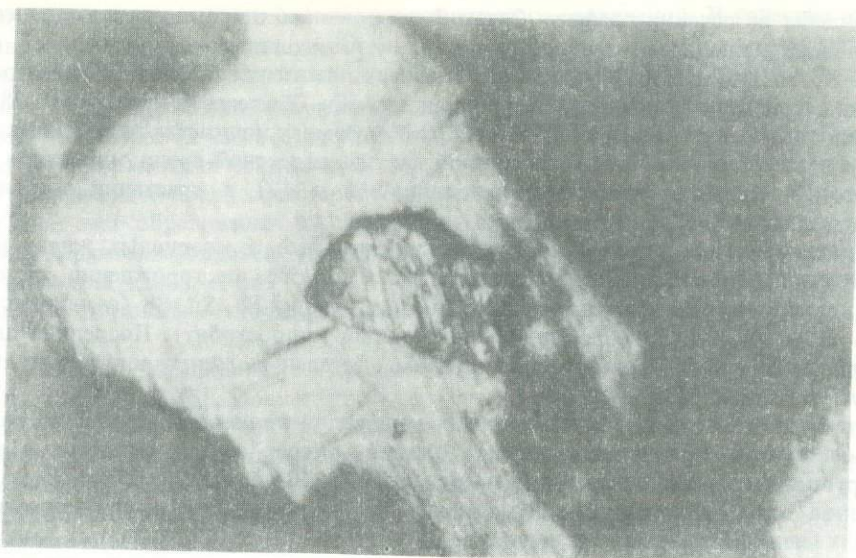
Самородное железо с существенными примесями хрома и кремния открыто в карбонат-кварцевых жилах Кумакского месторождения и в углистых сланцах узбекистанских рудных полей, где ранее были описаны феррит и когенит [10]. Оптические и последующие рентгеноспектральные и рентгеноструктурные исследования показали, что эти природные образования неоднородны по составу и структуре. Они представлены двухфазными минеральными сростками, различающимися по содержанию Fe, Cr, Si. В Кумакском месторождении в матрице, состав которой описывается обобщенной формулой $Fe_3(Cr, Ni, Si)$, заключены пластинчатые выделения второй фазы, закономерно располагающиеся под углом 60° (по направлению [110]) в плоскости (111), образуя структуры, свойственные структурам распада. Это существенно хромовая по составу фаза описывается обобщенной формулой Cr_2Fe . Преобладающей фазой аналогичных сростков из Узбекистана является самородный хром, содержащий около 9% Fe, примеси V, Ti, Ni, Al. Пересчет данных анализов приводит к обобщенной формуле $Cr_{11}Fe$. Вторая фаза располагается в межзерновых интерстициях самородного хрома с образованием петельчатой структуры. По составу она отвечает самородному железу с более чем



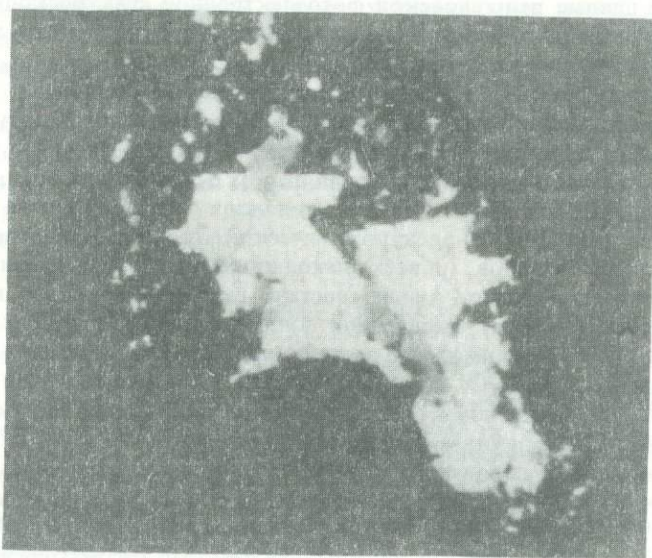
Фиг. 2. Самородные металлы (алюминий, сурьмянистый свинец, хром), цементирующие обломки жильного кварца. Снято в поглощенных электронах (e^-) и рентгеновском излучении Si, Al, Pb, Sb, Cr. Размер кадра 100 × 100 мкм

10% Cr и свыше 16% Si. Обобщенная формула — $(Fe, Cr)_2Si_{1-x}$. Рентгеноструктурные характеристики подобных двухфазных сростков, полученные дебаевским методом, таковы, что позволяют утверждать, что преобладающим типом соединений являются твердые растворы на основе хрома (фазы $Cr_{11}Fe$ и Cr_2Fe) и твердые растворы на основе железа фазы $Fe_3(Cr, Ni, Si)$ и $(Fe, Cr)_2Si_{1-x}$, параметры элементарных ячеек которых изменяются от $2,85 \pm 0,01 \text{ \AA}$ до $2,88 \pm 0,01 \text{ \AA}$.

Обнаружены включения двухфазных твердых растворов Fe и Cr в самородном золоте Кумакского месторождения (фиг. 3).



Фиг. 3. Включение двухфазных сростков природных твердых растворов Fe-Cr-Si в самородном золоте. Полир. шлиф. Увел. 500



Фиг. 4. Прожилковидные скопления самородной меди (серое), пересекающие зерно свинцовистого стистаита (белое). Полир. шлиф. Увел. 500

Самородная медь и твердые растворы на основе меди. В самородной меди, встречающейся в мельчайших выделениях в сростании с магнетитом в рудах Кумакского месторождения, установлены значительные (целые проценты) количества Sn, Pb и Zn. Встречены скопления меди, обогащенной этими примесями, в прожилках, пересекающих зерно свинцовистого стистаита (фиг. 4). Цинкистая разновидность меди, содержащая свыше 30% Zn [6], является одним из распространенных минералов рассматриваемой группы. Встречается в крупных (0,1–0,5 см) пластинках. Первоначально этот минерал был обнаружен в породах и рудах Зодского месторождения, где в его реликтах, замещенных вторичными окислами меди и железа, методами электронной микроскопии были

установлены включения графита. Затем было доказано широкое распространение цинкистой меди в кварцевых жилах Кумакского и Айдырлинского рудных полей (Южный Урал). По составу и структуре цинкистая медь идентична α -фазе латуни, концентрационная область устойчивости которой в системе Cu—Zn лежит в пределах 0—38,05% Zn. Содержит примеси Fe (свыше 1%) и Au (0,26%). Земная цинкистая медь является химическим и структурным аналогом лунной латуни, известной среди минералов лунных базальтов и брекчий (материал "Аполлона"-11 и 12) в сростании с троилитом и полевым шпатом [11].

Следует отметить также широкое распространение в кварцевых жилах и кварц-карбонат-полевошпатовых метасоматитах Кумакского месторождения самородных цинка, свинца, олова и интерметаллических соединений Pb, Sn, Sb (свинцовистый стистаит) и Cu, Pb, Sn, Sb (оловянно-свинцовистый купростибит). Последние два минерала обнаружены в сростании с анкеритом. Детальные минералогические описания их опубликованы [5].

Яркой особенностью рассматриваемых минералов является способность их к образованию тончайших полиминеральных смесей, размер частиц металлов в которых варьирует от нескольких десятков микрон до 100—200 Å. Стабильность таких смесей в течение долгого геологического времени (по крайней мере в продолжении 200—250 млн. лет) обеспечивается наличием на поверхности их пластинчатых выделений и, главным образом, внутри последних на поверхности индивидуальных зерен металлов тончайших (в первые сотни Å) пленок окисного, сульфидного, нитридного и цианидного состава. Исследование межзерновых границ в такого рода смесях только начато; предварительные данные рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии, полученные Ю.П. Диковым, позволили, в частности, выяснить, что самородные хром и железо одеты каймой их цианистых соединений.

Для объяснения условий образования рассматриваемой ассоциации была выдвинута гипотеза газоконденсатной их кристаллизации в среде восстановительных газов предположительно водород-углеводородного состава [5]. Существенно газовое состояние металлоносных флюидов предполагалось на том основании, что, по термодинамическим данным [4], поля устойчивости таких металлов как самородные цинк и алюминий располагаются ниже области электрохимической устойчивости воды, а следовательно, осаждение таких металлов (и всех, находящихся с ними в тесных сростках) из водного раствора недопустимо. Анализ состава газа, заключенного в пластинчатых достаточно крупных (> 1 см) выделениях полиметаллических смесей, предпринятый с помощью масс-спектрометрического метода, показал, что окисленные формы газовых составляющих (CO_2 , H_2O , SO_2) преобладают над восстановленными (CH_4 , H_2 , H_2S , CO или N_2). По-видимому, анализируемые газы являются отработанными, так как в равновесии с ними указанные металлы существовать на могут [3].

Для выяснения состава первичного газа И.Д. Рябчиковым выполнены расчеты, исходя из допущения о том, что в состав газа входят C, H, O и S, и что флюид находится в равновесии с Al, Al_2O_3 , Pb, PbS и твердым углеродом при 327°C (600 K) и 120 бар. Выбор граничных условий расчетов определялся тем, что рассматриваемые месторождения формировались при сравнительно невысоких температурах (не более 350—400°C и невысоких давлениях не более 1—2 килобар). Было установлено, что газ, равновесный с металлическими Al, Pb и элементарным углеродом, при рассматриваемых условиях состоит почти целиком из углеводородов (метана при принятых допущениях или возможно более тяжелых молекул в действительности). Углеводороды устойчивы в широком интервале летучести кислорода (до $f\text{O}_2 = 10^{-4.0}$), затем возрастает роль воды и лишь при $f\text{O}_2 < 10^{-3.4}$ появляются заметные количества CO_2 . Подобные существенно углеводородные флюиды могут быть переносчиками ряда рудных металлов, присутствующих в виде металлоорганических соединений с серой, хлором и другими летучими компонентами, в число которых могла входить группировка (CN), являющаяся химическим аналогом галогенов.

Представляется, что осаждение тонких металлических смесей могло происходить

при окислительном распаде таких металлоорганических соединений. В качестве одного из агентов нарушения равновесного состояния металлоносных флюидов может являться кислород, извлеченный из алюмосиликатов или кварца боковых пород вследствие неизбежных реакций восстановительных газов с вмещающими породами в участках их тонкого дробления. В частности, уловлены изменения обломков жильного кварца, сцементированных металлургическими смесями (см. фиг. 2). По данным рентгеноспектрального анализа такой кварц характеризуется резким дефицитом кислорода. Последний возникает за счет образования на периферии обломков своеобразной сэндвичевой структуры, характеризующейся чередованием прослоев толщиной в первые сотни Å: SiO₂ (внешний слой) — SiO — Si⁰ — SiO — SiO₂ (внутренний слой). Эти данные получены Ю.П. Диковым с помощью методов рентгеновской фотоэмиссионной спектроскопии.

Было высказано заключение о глубинном происхождении металлоносных восстановительных флюидов [5]. Можно утверждать также, что они закономерно возникают в ходе процесса рудообразования, завершая стадию кислотного выщелачивания и предшествуя массовому отложению сульфидов. Основанием этого заключения служат минералогические наблюдения, свидетельствующие о наложении минералов рассмотренной ассоциации на окварцованные метасоматически-измененные породы и кварцевые жилы. С течением процесса рудоотложения самородные металлы подвергаются сульфуризации, замещаясь сульфидами тех же металлов, или подвергаются переотложению в той или иной форме.

В заключение отметим, что аналогичная ассоциация самородных металлов встречается в составе аксессуаров основных и кислых интрузивных пород, лавах кислого и основного состава [2, 7] и обнаружена на Луне [1]. По-видимому, следует искать общие причины ее возникновения, вероятнее всего, связанные с явлениями дегазации глубинных зон Земли; основания для предположений о подобных явлениях на Луне изложены в статье Д.Н. Фрих-Хара в настоящем сборнике. В условиях земной коры глубокие потоки вещества подвергаются существенным преобразованиям, и в равновесии с самородными металлами на ранних стадиях рудообразующих процессов существуют углеводородные газы, сменяющиеся углекисло-водными с хлоридами щелочей рудообразующими растворами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашихмина Н.А., Богатиков О.А., Горшков А.И. и др. Первая находка частиц металлического алюминия в лунном грунте. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 4, с. 958–961.
2. Дунин-Барковская Э.А., Юсупов Р.Г. Типоморфизм минеральных парагенезисов самородного висмута в породах и месторождениях Средней Азии. — Изв. СССР. Сер. геол., 1974, № 9, с. 87–96.
3. Колонин Г.Р., Птицин А.Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974, 103 с.
4. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
5. Новгородова М.И. Новая группа природных твердых растворов и интерметаллидов. — В кн.: Геохимия. Минералогия. М.: Наука, 1980, с. 108–113.
6. Новгородова М.И., Цепин А.И., Дмитриева М.Т. Цинкистая разновидность самородной меди, — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 2, с. 212–216.
7. Олейников Б.В., Округин А.В., Пескова Н.В. Петрологическое значение находок самородного алюминия в базитах. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 191–194.
8. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, 1132 с.
9. Соболев В.С. Новая опасность дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 6, с. 691–695.
10. Чеботарев Г.Н., Чеботарева Г.П., Волков Ю.А. Феррит и когенит в рудовмещающих породах Мурунтау. — Докл. АН УзССР, 1975, № 9, с. 47–50.
11. Фронделл Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 334 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

С щелочными породами связаны промышленные месторождения многих полезных ископаемых, что объясняет повышенный интерес геологов к этим образованиям. Однако при современной изученности территории СССР вероятность обнаружения новых месторождений на поверхности невелика; сырьем будущего станут руды, залегающие на большей глубине, или бедные руды, ныне не используемые. В связи с этим возрастает роль научных методов прогнозирования и поиска новых залежей полезных ископаемых на глубине, а также технологического-минералогического исследований.

В настоящее время в геологической науке усиливаются тенденции к широким научным сопоставлениям и обобщениям (формационный анализ, исследование типоморфизма минералов и т.п.), на основе которых осуществлен ряд удачных прогнозов и открытий месторождений полезных ископаемых. Однако при таком широком подходе к объектам исследований неизбежны упрощения, которые могут подчас исказить или затуманить индивидуальные их особенности. Опыт исследования щелочных пород показывает, что почти каждый сложный ими массив представляет собой уникальное образование, характеризующееся существенными различиями во внутреннем строении, петрохимическом и минеральном составе слагающих его пород, геохимической специализации и характере рудоносности, определяемыми конкретным сочетанием тех или иных минерало- и рудообразующих процессов на протяжении всей длительной геологической истории его формирования. Поэтому выяснение причин обособления рудных компонентов, разработка поисковых критериев, определение технологических особенностей рудных и сопутствующих минералов — немислимы без постановки комплексных, детальных геолого-петрологических и минералого-геохимических исследований в пределах отдельных массивов.

Примерами таких исследований является последовательное изучение Хибинского и Ловозерского щелочных массивов на Кольском п-ове. Начиная с овеянных романтикой экспедиций акад. А.Е. Ферсмана и его учеников и соратников — Б.М. Куплетского, А.Н. Лабунцова, Э.М. Бонштедт-Куплетской, Е.Е. Костылевой-Лабунцовой и других — фундаментальные исследования этих уникальных объектов стали традиционными на протяжении всей 50-летней истории ИГЕМ АН СССР. Достаточно назвать имена ученых Института в те или иные годы внесших неоценимый вклад в изучение хибинских и ловозерских пород и минералов: И.Д. Борнеман-Старынкевич, Н.В. Белова, О.А. Воробьевой, В.И. Герасимовского, Н.И. Влодавца, В.В. Щербины, Д.И. Щербакова, К.А. Власова, М.В. Кузьменко, Е.М. Еськовой, И.П. Тихоненкова, Л.С. Бородина, Е.И. Семенова, Р.М. Яшиной, В.А. Кононовой и др. Хибинский и Ловозерский массивы стали эталонами в области исследований минерального вещества, своеобразными "пробными камнями", на которых проверялись новые идеи и гипотезы пороодо-, минерало- и рудообразования, имеющие основополагающее значение не только для пород и минералов щелочных комплексов, но и для минералогии, петрологии и геохимии в целом.

Авторы настоящего сообщения специализируются в области минералогии щелочных пород с 1958 г., когда в Институте под руководством проф. Е.Е. Костылевой-Лабунцовой была создана специальная группа для продолжения детальных минералогических и минералого-петрологических исследований в Хибинском массиве в связи с расширением геологических и поисково-разведочных работ на апатит, вызванных резким увеличением темпов отработки известных месторождений. Эти исследования проводились в тесном сотрудничестве с минералогами и петрологами Кольского филиала АН СССР им. С.М. Кирова и Минералогического музея АН СССР им. А.Е. Ферсмана, а также геологами Хибиногорской ГРП ПО "СевЗапГеология" и ПО "Апатит". Результаты этих работ отражены более чем в 60 статьях авторов и опубликованной в 1978 г.

обобщающей монографии "Минералогия Хибинского массива" [4]. Был получен ряд новых данных фундаментального характера, послуживших основой для важных генетических выводов.

В ходе этих работ впервые была исследована минералогия экзоконтактового ореола Хибинского массива и реликтов вмещающих пород в нефелиновых сиенитах и мельтейгит-уртитях (внутри массива); выявлены особенности контактового взаимодействия щелочной магмы и постмагматических растворов с вмещающими породами разной основности; выделен комплекс типоморфных контактовых минералов, большинство из которых ранее в Хибинах известно не было — корунд, шпинель, чевкинит, бритолизит, ловенит, виллемит и др. [4, 7]. На действующих апатитовых рудниках изучена минералогия вмещающих рудные залежи мельтейгит-уртитов и рихсдорритов (пойкилитовых нефелиновых сиенитов), в которых выявлены своеобразные ультраапатитовые ассоциации адуляр-ортоклаза с весьма редкими, в основном калиевыми алюмо-, титано- и цирконосиликатами и калийсодержащими сульфидами — беталомоносовитом, тинакситом, илимауситом, ловозеритом, джерфишеритом и др. [5].

Перечисленные минералы также ранее не были известны в Хибинском массиве, а калиевый сульфид — расвумит KFe_2S_3 является новым минеральным видом. На большом минералогическом представительном материале, переданном затем во многие музеи СССР и других стран с помощью современных методов исследования минерального вещества уточнены химический состав, кристаллические структуры, особенности морфологии выделений и форма кристаллов, физические и спектроскопические свойства ряда минералов. Например, в результате детального изучения минералов группы лабунцовита-ненадкевичита была выделена новая, индивидуализированная в структурном и химическом отношении разновидность — калиевый лабунцовит; исследование редкого минерала — тундрита (третья находка в мире) позволило отнести его к своеобразной группе силико-карбонатов и существенно исправить его кристаллическую структуру. Критическое рассмотрение данных о "новом" цирконосиликате — барсановите показало отсутствие оснований для выделения его в качестве самостоятельного минерального вида.

Впервые систематически исследованы порообразующие минералы Хибинского массива и установлены типоморфные их особенности в породах разных типов. Изучены явления Si/Al-упорядочения в щелочных полевых шпатах, изменения состава фаз пертитов, ориентировки их в блок-кристаллах и характера микродвойникования, служащие индикатором процессов постмагматического преобразования пород [1, 3, 4]. Доказано присутствие в ряде пород массива калиевого аналога нефелина — кальсилита.

Детально исследованы макропроявления углеродистых веществ в породах и минералах массива (графит, антраксолит, импсонит-альбертит, асфальтиты); в связи с этим произведена ревизия описанного ранее из Хибин минерала — карбоцера и показано тождество его с импсонитом. Исследован изотопный состав углерода битуминозных веществ, а также изотопный состав серы в сульфидах и гакманите. Изучалась сохранность радиогенного аргона в сосуществующих слюдах, амфиболах, нефелине и полевых шпатах из разных типов пород Хибинского массива; данные, полученные для 50 образцов, использовались для уточнения его возраста.

С помощью метода хроматографии на бумаге определен состав редкоземельных элементов в апатите, сфене, эвдиалите и редких титано- и цирконосиликатах; установлено, что он является типоморфным для минералов из разных типов пород массива. Рассчитаны показатели основности и щелочности и рассмотрено соответствие щелочно-основных характеристик минералов и пород; показано индикаторное их значение для определения кислотности-основности условий минералообразования в Хибинском массиве [2].

В ходе этих исследований огромную помощь авторам оказали сотрудники аналитических лабораторий ИГЕМ АН СССР: Н.И. Органова, А.И. Цепин, Е.С. Рудницкая, Е.В. Власова, М.Т. Дмитриева, В.П. Иванов, А.С. Анисимова, Т.А. Бурова, В.А. Молева, Д.Н. Князева, Г.М. Варшал, В.И. Павлуцкая, Л.П. Некрасова, М.М. Аракелянц и др.

Изучение типоморфизма минералов как узловой проблемы минералогии, имеющей не только глубоко научное, но и большое практическое, поисковое значение, выдвинуто еще акад. А.Е. Ферсманом. Одним из кардинальных обобщений такого рода в Хибинах явилось представление о связи промышленного апатитового оруденения с мельтейгит-уртитам Центральной дуги массива и выделении среди них так называемых продуктивных уртитов. Исследования авторов [1, 3, 4] указывают на существенные различия между нефелиновыми сиенитами и мельтейгит-уртитам Хибинского массива, проявляющиеся как в петрохимическом, так и в минеральном составе, а также типоморфных особенностях минералов, что свидетельствует о различных источниках сформировавших их магматических расплавов, и может быть использовано на практике для расчленения и геологического картирования пород этих комплексов; во всех разностях нефелиновых сиенитов распространены K-Na-полевой шпат (пертит), обогащенный натрием и "избыточным" SiO_2 нефелин и железистые разности темноцветных пороодообразующих минералов (эгирин-салит, арфведсонит, лепидомелан), в то время как в мельтейгит-уртитам нефелин близок к стехиометричному составу $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$, а темноцветные минералы представлены кальциево-магнезиальными разностями (эгирин-диопсид, Mg-арфведсонит, рихтерит, биотит).

По петрохимическому и минеральному составу, коэффициентам агпаитности и показателям основности нефелиновые сиениты Хибин аналогичны нефелиновым сиенитам других районов мира. Наличие в них минералов миаскитовой ассоциации указывает на формирование в условиях умеренно-высокой щелочности. Собственно агпаитовые минералы (эвдиалит, энигматит, ринкит, лампрофиллит, астрофиллит и т.п.) появляются преимущественно в нефелиновых сиенитах, окаймляющих породы Центральной дуги, где наиболее интенсивно проявлены процессы поздней эгиринизации и альбитизации, а также в пегматитах; это позволяет связывать возникновение агпаитовой минерализации с остаточными магматическими или постагмагматическими растворами и указывает на возрастание щелочности среды минералообразования (главным образом натриевой) к концу магматического процесса и на автометасоматической стадии преобразования магматических пород.

Мельтейгит-уртиты Хибинского массива характеризуются необычайно широкими вариациями петрохимического и минерального состава, показателей основности и содержания и соотношения щелочных металлов. Значительная их часть также может быть отнесена к миаскитовым образованиям, но вместе с тем в отдельных разностях пород, обогащенных эгирином или щелочным амфиболом (малиньитах, луювритах), и пегматитах присутствуют ассоциации типичных агпаитовых минералов, т.е. и в мельтейгит-уртитам агпаитовая минерализация связана с позднемагматическими или автометасоматическими процессами.

Наряду с этим в мельтейгит-уртитам спорадически появляются высоко-неупорядоченный ортоклаз-адуляр и особый комплекс весьма редких аксессуарных минералов, характеризующихся высокими показателями основности и высоким содержанием щелочных металлов, особенно калия — ломоносовит, мурманит, дельхайелит, канасит, фенаксит, шербаковит, ферсманит, ловозерит, вадеит, илимаусит, тинаксит, джерфшерит, расвумит, виллиомит и другие, — который мы выделили как самостоятельный ультраагпаитовый тип минеральных ассоциаций. Ортоклаз-адуляр и аксессуарные минералы ультраагпаитовой ассоциации характерны только для пород Центральной дуги — продуктивных мельтейгит-уртитов и пойкилитовых разностей пород (рисчорритов и ювитов), причем как для некоторых пегматитов и эпигенетических жил в рассматриваемых породах. Минералы ультраагпаитовой ассоциации формировались только в породах самой высокой основности и, очевидно, из наиболее щелочных, обогащенных калием высокотемпературных растворов.

Сказанное выше приводит к следующим выводам: 1) в пределах Хибинского массива выделяются минеральные ассоциации трех типов — миаскитовой, агпаитовой и ультраагпаитовой, что указывает на существенное изменение щелочности — основности среды минералообразования; 2) первично-магматические нефелиновые сиениты и мель-

тейгит-уртиты сложены в основном минералами миаскитовой ассоциации, что говорит об относительно умеренной щелочности магматических расплавов; 3) присутствие в отдельных участках пород минералов двух или трех типов ассоциаций (учитывая признаки их одновременности) свидетельствует о последующем преобразовании пород в условиях меняющейся щелочности позднемагматических и постмагматических растворов.

Полученные данные позволили сделать также ряд петрогенетических выводов. Так, возраст Хибинского массива уверенно оценивается примерно в 400 млн. лет, что согласуется с цифрами, полученными В.А. Кононовой и Л.Л. Шаниным для нефелина из хибинских мельтейгит-уртитов [8], и позволяет рассматривать формирование нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове (по крайней мере Хибин) в качестве завершающей фазы единого каледонского тектоно-магматического цикла; отнесение Хибин к герцинским щелочным массивам — не верно. Существенными представляются выводы и о последовательности формирования пород самого Хибинского массива.

Исследования авторов указывают на отсутствие сколько-нибудь заметных различий в петрохимическом и минеральном составе нефелиновых сиенитов массива — хибинитов, с одной стороны, и ляхочорритов и фойяитов, с другой, — которые, согласно гипотезе Н.А. Елисеева, разорваны во времени внедрением мельтейгит-уртитов и рихсчорритов. Наоборот, они подтвердили уже известные и выявили новые признаки эндоконтактных преобразований в нефелиновых сиенитах по обе стороны от области развития пород Центральной дуги (их ортоклазизация и нефелинизация, эгиринизация, альбитизация, наложенные преобразования в пегматитах нефелиновых сиенитов, замещение дайковых пород и т.д.). Это позволяет вернуться к первоначальной гипотезе Б.М. Куплетского о более позднем формировании мельтейгит-уртитов и рихсчорритов Центральной дуги по сравнению со всеми нефелиновыми сиенитами Хибинского массива.

Решение вопроса о последовательности формирования пород в Хибинах имеет важное практическое значение, так как в настоящее время геологи продолжают настаивать на том, что более молодые ляхочорриты и фойяиты срезают на глубине мельтейгит-уртитовую интрузию вместе с залегающими в ее пределах промышленными апатитовыми залежами, что делает бесперспективными поисковые работы на апатит на глубоких горизонтах массива.

Как отмечалось выше, отличительные черты условий формирования щелочных пород — существенно повышенная концентрация щелочных металлов и высокая их подвижность в магматических расплавах и постмагматических растворах. Это находит свое отражение, во-первых, в ряде удивительных особенностей кристаллических структур минералов щелочных комплексов, в их способности чутко реагировать на изменение щелочно-основных свойств минералообразующей среды, а во-вторых, — в последовательном, постепенном утрачивании их "высоко-щелочного прошлого" при воздействии на них поздних, более кислых растворов, грунтовых вод и атмосферных осадков, за длительное геологическое время. На твердофазовые преобразования в минералах после их кристаллизации под влиянием изменившихся условий окружающей среды, как на обычное явление, которое нужно учитывать при реставрации первоначального облика, состава и структуры минеральных фаз, мы уже обращали внимание в связи с разными типами пород, но наиболее ярко и многообразно они проявлены в минералах щелочных комплексов.

Высокая скорость диффузии щелочных металлов в кристаллической решетке обуславливает перераспределение калия и натрия между сосуществующими щелочным полевым шпатом, нефелином и расплавом-раствором, явления фазового распада в полевых шпатах при снижении температуры и дальнейшей "самоочистки" калишпатовой и альбитовой фаз пертита от изоморфных примесей, смещение состава в сторону стехиометрического соотношения щелочей в нефелине. По этой причине применение двуполевошпатового или нефелин-полевошпатового геотермометров дает температуру не кристаллизации минералов, а более позднего их метаморфизма. Существенным для

щелочных пород является возможность замещения кальция натрием в структурах плагиоклаза и пироксена, обуславливающая их альбитизацию и эгиринизацию.

Многие из минералов щелочных комплексов обнаруживают своеобразные цеолито-подобные свойства, допускающие вхождение в крупные полости или каналы в структуре молекул воды, дополнительных щелочных катионов, отдельных крупных анионов (Cl^- , S^{2-}) или анионных групп (CO_3^{2-} , SO_3^{2-}). Кроме натролита, цеолитные свойства воды в котором широко известны (при обезвоживании он превращается в тетранатролит), в первую очередь, следует назвать содалит и канкринит — минералы, характеризующиеся в зависимости от вхождения тех или иных взаимозаменяемых анионов разной окраской, люминесцентными и фотохимическими свойствами. Аналогичными чертами обладает, по-видимому, структура калиевого сульфида — джерфшерита, к которой в определенных условиях могут быть отнесены также щелочные амфиболы, в структуре которых есть так называемая "А"-позиция, занимаемая "дополнительными" щелочными катионами.

Крупные полости и каналы, занимаемые атомами К, Na и H_2O имеются в структурах лабунцовита, ненадкевичита, канасита, тинаксита, непунита, дельхайелита и других минералов. И наконец, вершиной проявления цеолито-подобных свойств является уникальная структура эвдиалита, в полости каркаса которой могут входить дополнительные атомы не только Na, K, Cl, F, OH — группы, но даже кремния или, (по другим данным), циркония.

Подкисление поровых растворов приводит к выщелачиванию К и Na, выносу Cl и F и гидратации минералов. Подобные полуразрушенные минеральные "останки" широко распространены в приповерхностной зоне Хибинского и Ловозерского массивов; их обычно выделяют как гидро-разности (гидроэвдиалит, гидрокатаплеит, гидроринкит и т.п.), но естественно, что их нельзя рассматривать в качестве новых минеральных видов. Дальнейшее их разрушение приводит к образованию агрегата дезинтегрированных окислов (вудьяврит, цирфесит и др.).

Однако в отдельных случаях в результате частичного выщелачивания и гидратации возникают соединения, которые выглядят как вполне индивидуализированные минералы. Так, долгое время ломоносвит и мурманит рассматривались как крайние члены единого изоморфного ряда хотя уже в 1946 г. И.Д. Борнеман-Старынкевич была показана легкая вымываемость натрофосфатных группировок ломоносвиты водой с переходом его в мурманит. В результате исследований М.Н. Соколова, Н.И. Забавникова и Е.С. Рудницкая, изучившие реликты ломоносвиты в мурманите, доказали вторичное образование мурманита. Аналогичный механизм превращения предлагается в настоящее время для пар: вуоннемит — эпистолит и цирсиалит — ловозерит. Однако вопрос — могут ли гидратированные формы (мурманит, эпистолит, ловозерит) кристаллизоваться самостоятельно, как первичные минералы, остается пока открытым.

Подводя итог сказанному, отметим, что полученные данные позволяют говорить о преимуществах многих представлений акад. А.Е. Ферсмана и его сотрудников, центром которых несомненно является идея о кольцевом строении Хибинского массива. 40 лет назад А.Е. Ферсман писал: "Эта идея сделалась руководящей для всего анализа Хибинского плутона. Выяснение его структуры, происхождения и хода дифференциации, проблемы рассеяния и концентрации химических элементов в Хибинских тундрах — все это зависит от применения и уточнения этой идеи" [6, с. 183].

Все результаты последующих геологических съемок, поисково-разведочного бурения, проведенного авторами площадного минералогического картирования подтверждают, что кольцевое строение Хибин является столь же характерной отличительной их особенностью, как например, горизонтальная ритмичная зональность в Ловозерском массиве. Ему подчиняются и главные черты строения магматических пород, и зональность в проявлении постмагматических процессов, и расположение в массиве ксенолитов и реликтов вмещающих пород, и локализация апатит-нефелиновых рудных тел.

Благодаря интенсивным эксплуатационным и поисково-разведочным работам в Хибинах в руки исследователей постоянно попадает новый богатейший материал, по-

звolyающий уточнять строение массива, особенности слагающих его пород и минералов. Так, последние годы ознаменовались открытием в Хибинах карбонатитов, молодых разломов (предположительно мезозойского возраста), большого числа новых минералов и их разновидностей. Вместе с тем главный практический вопрос — разработка критериев поиска промышленных слепых апатитовых залежей все еще не решен. Авторы видят один из путей его решения в постановке детального минералогического картирования пород Центральной дуги на глубину, с учетом выявленных нами ранее типоморфных особенностей породообразующих и акцессорных минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Боруцкий Б.Е.* Типоморфизм породообразующих минералов Хибинского массива. — В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980, с. 165—177.
2. *Боруцкий Б.Е., Забавникова Н.И., Соколова М.Н.* Типы минеральных ассоциаций как показатели основной среды минералообразования пород щелочного комплекса. — В кн.: Геохимия. Минералогия. XXV сессия МГК. М.: Наука, 1980, с. 191—199.
3. *Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В.* Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива. — В кн.: Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978, с. 76—108.
4. *Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н.* и др. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, т. 1, Магматизм и постмагматические преобразования, 1978. 228 с.; т. 2, Минералы, 1978. 586 с.
5. *Соколова М.Н., Боруцкий Б.Е.* Ультраапатитовый тип минеральных ассоциаций в щелочных породах. — В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980, с. 195—204.
6. *Ферсман А.Е.* Полезные ископаемые Кольского полуострова. Современное состояние. Анализ. Прогноз. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 345 с.
7. *Шлюкова З.В.* Минеральные ассоциации как индикаторы процессов взаимодействия щелочной магмы с разными типами вмещающих пород (на примере Хибинского массива). — В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980, с. 219—225.
8. *Копонова V.A., Shanin L.L.* On possible application of nepheline for alkaline rock dating. — Bull. Volcan., 1971, vol. 35, pt. 1, p. 251—264.

УДК 543.422

Г.Д. ГЛАДЫШЕВ, С.Е. БОРИСОВСКИЙ, В.А. БОРОНИХИН, Н.В. ГРИШИНА
И.П. ЛАПУТИНА, В.С. МАЛОВ, Г.Н. МУРАВИЦКАЯ, А.И. ЦЕПИН

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Рентгеноспектральный микроанализ, который зародился более четверти века назад одновременно и независимо во Франции и в СССР, в настоящее время является одним из основных аналитических методов изучения вещества. Достоинством метода является высокая объемная локальная чувствительность (10^{-13} — 10^{-15} г) в сочетании с возможностью изучения содержания и распределения элементов в микрообъемах вещества, как правило, без разрушения изучаемого объекта.

Рентгеноспектральная лаборатория Института оснащена двумя микроанализаторами MS-46 "Cameca" и с 1970 г. выполняет широкие исследования по изучению состава минеральных объектов.

Становление и развитие метода в лаборатории шло параллельно с его широким внедрением в различные области геологических наук. Это требовало постоянного совершенствования методов анализа, направленных на расширение возможностей микроанализа, повышение чувствительности и правильности проводимых измерений.

За этот период в лаборатории разработаны высокочувствительные методики анализа в рудах некоторых ценных для промышленности элементов: палладия, никеля, кобаль-

та, меди, германия, серебра, золота, рения и др. Развита способы количественного анализа породообразующих силикатов и окислов по эталонам простого состава (окислам и карбонатам) и по эталонам близкого состава, для чего на основе проанализированных образцов создан архив внутри- и межлабораторных эталонов. Изучено влияние химического сдвига аналитических линий некоторых элементов на правильность анализа. Выполнены методические разработки по исследованию состава стекол и других водосодержащих минералов. Предложен способ количественного анализа нестабильных под электронным зондом минералов. Разработана методика изучения состава твердых осадков в открытых вакуолях различных минералов. Изучено влияние на результаты анализа "подзарядки" поверхности образцов, обладающих полупроводниковыми свойствами, и предложена методика анализа таких минералов. Изучены источники ошибок при анализе минералов и выявлены способы их устранения.

Разработан и усовершенствован ряд приставок, направленных на расширение возможностей микроанализаторов. В частности, применение приставки для регистрации катодной люминесценции минералов позволило получить дополнительную информацию при изучении микроскопического строения цирконов.

Разработан ряд программ по группированию и обработке данных микрозондовых исследований на ЭВМ, что позволило существенно уменьшить время обработки результатов анализа, а также дало возможность получать дополнительную информацию о зависимостях между измеряемыми элементами, пределах их обнаружения и ошибках измерения. Разработанные программы внедрены в практику работ рентгеноспектральных лабораторий многих институтов СССР.

Всего за десять лет выполнено свыше 30000 полных количественных анализов природных и синтетических минеральных индивидов.

Участие Института в Международных научных программах позволило сопоставить уровень методических и аналитических работ лаборатории и основных зарубежных лабораторий и показало, что рентгеноспектральная лаборатория Института по качеству выполняемых исследований не уступает ведущим микрозондовым лабораториям мира.

Возможности метода сделали его неотъемлемым для работ по многим направлениям, которыми занимается Институт. Остановимся лишь на некоторых из них.

Исследования в области теории образования магматических месторождений, благодаря применению микрозонда, получили новое содержание, поскольку стало возможным изучение типоморфных особенностей состава главных породообразующих и рудных минералов непосредственно в шлифах, в сростаниях.

В лаборатории изучен состав отдельных минеральных фаз титано-магнетита, состав аксессуарного ильменита, хромсодержащей шпинели, впервые установленной в титано-магнетите, изучены особенности распределения элементов примесей между фазами титаномагнетита. Получены данные по особенностям состава оливинов и хромитов из месторождений различных типов. Эти результаты явились основой для уточнения генетических особенностей некоторых титано-магнетитовых и хромитовых месторождений, изученных Н.В. Павловым [5].

На материалах А.Д. Генкина, В.В. Дистлера, А.А. Филимоновой, В.А. Коваленкера и других ученых детально изучен состав основных и второстепенных рудообразующих минералов для всех типов руд медно-никелевых сульфидных месторождений Норильского, Кольского и ряда других регионов. Выявлены широкие вариации состава пентландита, главного носителя никеля и кобальта в рудах, минералов группы пирротина и халькопирита (тетрагонального и кубического халькопирита, талнахита, моихукита, пугоранита), изучен состав кубанита, борнита, минералов группы валлериита, содержащих медь в необычной сульфид-гидроокисной форме. Установлены формы нахождения селена и теллура и выявлен широкий изоморфизм серы — селена в минералах ряда галенит—клаусталит.

В парагенезисе с платиновыми минералами впервые найден редкий низкотемпературный сульфид калия — джерфишерит и установлен широкий изоморфизм этого минера-

ла. Выявлено изоморфное вхождение калия в сульфид таллия и меди — талкусит. Установлена чрезвычайно широкая вариация состава по главным компонентам арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов никеля, кобальта и железа, распространенных в Талнахском рудном поле. Обширный фактический материал позволил установить закономерности в изменении состава основных сульфидов по типам руд и впервые доказать роль процессов кристаллизационной дифференциации при формировании залежей магматических сульфидов и существование области несмесимости в природных сульфидных расплавах [3].

Благодаря возможностям зонда получило развитие новое направление в изучении магматических месторождений — сульфидная петрология расслоенных интрузивных комплексов. Совместное изучение сульфидов и сосуществующих с ними главных породообразующих минералов (оливинов, клино- и ортопироксенов, хромшпинелидов) позволило впервые выявить скрытую расслоенность сульфидного медно-никелевого оруденения, что является одним из главных доказательств магматической природы медно-никелевых руд [4].

Особым направлением работ лаборатории явилось изучение платиновой минерализации в медно-никелевых месторождениях. Применение микрозонда позволило установить твердые растворы в рудообразующих сульфидах. Доказательство изоморфной природы платиноидов в минералах со структурой пентландита впервые было получено в лаборатории на природном материале, а условия образования твердых растворов выяснены экспериментальным изучением сульфидных систем с благородными металлами.

В лаборатории проанализировано подавляющее большинство известных в природе минералов платиновых металлов. Впервые для Норильских месторождений выявлено широкое развитие минералов теллура, выделена новая платино- и палладий — теллуридная ассоциация, изучены изоморфные ряды котульскит — соболевскит, мончеит — меренскиит, брэггит (куперит) — высокоцит. В медно-никелевых рудах установлено развитие оловянной минерализации, составной частью которой является не только большое число минералов на основе палладия, платины и олова, но и касситерита и станнина.

В результате систематического изучения состава руд месторождений Кольского полуострова установлен новый тип платиновой минерализации. Особенности оруденения состоят в том, что в нем присутствуют многочисленные минералы осмия, иридия, рутения, родия, в том числе неизвестные ранее и не свойственные медно-никелевым месторождениям; в составе минералов преобладают тяжелые платиноиды; оруденение характеризуется развитием минералов ряда кобальтин — герсдорфит, богатых платиноидами (сумма платиновых металлов в них достигает 10–15% вес.).

Данные о формах нахождения платиновых металлов, составах и закономерностях распределения минералов платиноидов явились основой разработки предложений по совершенствованию технологии извлечения платиновых металлов при переработке медно-никелевых руд [2].

Проведено изучение уранинитов из месторождений пегматитового и уран-молибденитового типов. Установлено, что Са и Pb являются изоморфными примесями уранинита, а Th и редкоземельные элементы характерны только для высокотемпературного уранинита, который характеризуется также и уменьшением содержания Pb в крайних частях кристаллов. Это свидетельствует об изменении со временем состава минерала не только за счет ядерных реакций, но и в результате наложений более поздних гидротермальных процессов [7].

Новые типоморфные признаки золота установлены для золото-сульфидно-кварцевых месторождений Средней Азии в зависимости от принадлежности к минеральным ассоциациям и времени кристаллизации. Это примеси Ag, Pb, Te, S, Si, Cu. Установлены новые типоморфные минералы — золотосодержащий голдфилдит, а также теллуриды Au, Ag, Hg, Bi, Cu и сульфосоли Cu, Ag, Sn, Pb, Bi.

Найдены новые типоморфные признаки для гранитоидов, вмещающих промышлен-

ные и перспективные оловянные и вольфрамовые, редкометальные месторождения Приморья. Ими являются: повышенное содержание примесей рудных элементов и флюидов в породообразующих и акцессорных минералах, например, Sn и F в биотите и других разновидностях слюд; Fe, Cl и редкие земли в акцессорном апатите и т.д.

Для перспективных на алмазность кимберлитовых пород Восточного Приазовья показано сходство и отличие состава акцессорных гранатов — пиропов, пикроильменитов, титанистых хромшпинелидов, пироксенов, оливинов от одноименных минералов Якутии, Урала, Южной Африки.

Выявлены типоморфные особенности минералов продуктивных ассоциаций близ-поверхностных золото-серебряных месторождений Таджикистана, что позволило рекомендовать их использование при оценке рудопроявлений.

Определен состав реликтовых моноклинных пироксенов, а также метаморфических минералов в связи с определением состава пород по керну скважины сверхглубинного бурения на Кольском полуострове. На основании полученных данных определены температуры формирования пород, фации метаморфизма.

На основании микророндовых анализов состава микропримесей Mn и Ti в сосуществующих пироксене и стекле, а также Ca и Ni в сосуществующих ортопироксене и стекле из вмещающих пород некоторых рудных месторождений созданы геотермометры пироксен-стекло.

Изучение состава породообразующих минералов высокоглиноземистых кристаллических сланцев и амфиболитов Вороных Тундр (Кольский полуостров), а также минералов железистых кварцитов Чаро-Токинского района (западная часть Алданского щита) позволило рассчитать температуры метаморфических изменений. Степень метаморфизма определена как прогрессивный метаморфизм на уровне средних и высоких ступеней амфиболитовой фации.

Температуры метаморфических изменений определены также на основе микророндового изучения минералов из зон разломов Украинского щита. Показано, что при деформациях и последующей перекристаллизации гранитоидов древних щитов происходит перераспределение элементов с достижением физико-химического равновесия: исчезает зональность плагиоклазов и образуются гомогенные зерна биотита. Стадия метаморфизма определена как амфиболитовая [1].

Новые данные получены при микророндовом изучении синтезированных минералов. В частности, мы имеем:

— результаты исследования состава сульфидов и сульфосолей системы Ag—Sb—S, что позволило определить поля устойчивости сульфоантимонитов серебра в хлоридных растворах при 300—400°С;

— определение состава соединений в системе Pb—Sn—Sb—S, синтезированных в гидротермальных условиях, позволившее судить о физико-химических условиях образования сульфостаннатов свинца: тиллита, франкеита, цилиндрита, инкаита.

Проводимые в лаборатории обширные микрорентгеноспектральные исследования способствовали открытию целого ряда новых минералов, а также большого числа первых находок минералов на земной поверхности и на территории СССР (табл. 1, 2).

Впервые в земных условиях обнаружена цинкистая разновидность самородной меди (латунь) отмечавшаяся ранее среди металлических частиц, извлеченных из лунных образцов базальтов и брекчий. Латунь была обнаружена в золото-кварцево-карбонатных жилах верхних горизонтов одного из месторождений Закавказья, а также в протолочках шпугных проб золотокварцевой руды одного из месторождений Южного Урала.

В земных породах найден и изучен Cr—Zr—TR-армолколит, также обнаруженный впервые в лунных породах.

Микророндовое исследование минералов системы $\text{Na}_2\text{O}—\text{SnO}_2—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$, синтезированных при 300—400°С и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар позволило установить новые силикаты олова: $\text{Na}_2\text{Sn}_3\text{Si}_9\text{O}_{25}$, $\text{Na}_2\text{Sn}_2\text{Si}_6\text{O}_{17}$, $\text{Na}_8\text{Sn}_7\text{Si}_{20}\text{O}_{58}$. На основе полученных данных сделано предположение, что силикатные соединения олова являются формами нахож-

Т а б л и ц а 1

Составы новых минералов, изученных с помощью зонда в рентгеноспектральной лаборатории Института

№ пп	Название минерала	Химическая формула	№ пп	Название минерала	Химическая формула
1	Ардаит	$Pb_{1,9}Sb_{1,3}S_{3,5}Cl_7$	9	Паоловит	Pd_2Sn
2	Звягинцевит	$(Pd, Pt)_3(Pb, Sn)$	10	Полярит	$Pd(Pb, Bi)$
3	Курамит	Cu_3SnS	11	Плюмбопалладинит	Pd_3Pb_2
4	Масловит	$PtBiTe$	12	Путоранит	$Cu_{1,8}(Fe, Ni)_{1,8}S_{3,2}$
5	Маякит	$PdNiAs$	13	Талкусит	$Cu_3Te_2FeS_4$
6	Монголит	$CaONb_2O_5 \cdot 5H_2O$	14	Теларгпалит	$(Pd, Ag)_4Te$
7	Мурунскит	$K_2Cu_3FeS_4$	15	Чаткалит	Cu_6FeSnS_8
8	Ольгит	$Na(Sr, Ba)PO_4$	16	Шадлунит	$Cu_4Fe(Pb, Mn, Cd)S_8$

Т а б л и ц а 2

Минералы – впервые найденные в СССР (первые находки)

№ пп	Минерал	Формула	№ пп	Минерал	Формула
1	Германийсодержащий колусит	$Cu_3(As, V, Ge, Sn, Fe)S_4$	9	Орузит	Bi_2TeS_4
2	Голдфилдит	$Cu_{1,2}(As, Sb, Te)_4S_{1,3}$	10	Серебросодержащий виттит	$(Pb, Ag)_5Bi_6S_{1,4}$
3	Джерфишерит	$K_3CuFe_{1,2}S_{1,4}$	11	Скоутит	$Ca_6(Si_2O_9)_2CaCO_3 \cdot 2H_2O$
4	“Ковелин, сохраняющийся синим”	$Cu_{1+x}S$	12	Таллийсодержащий канфилдит	$(K, Tl)_2Cu_3FeS_4$
5	Костовит	$CuAuTe_4$	13	Теллуристый канфилдит	$Ag_8SnTe_2S_4$
6	Латунь	$Cu-Zn$	14	Фрудит	$PdBi_2$
7	Медистое железо	$Cu_3Au, CuAu$	15	Хемусит	Cu_6SnMoS_8
8	Оловосодержащий стибнолюционит	$Cu_2(Sb, As, Sn, Te)S_4$	16	Эрдит	$NaFeS_2 \cdot 2H_2O$

дения и переноса этого металла при формировании касситерит-кварцевых и касситерит-силикатно-кварцевых месторождений.

В лунном грунте впервые установлены такие минералы как магнетит и хромо-магнетит, самородная медь и никель, амфибол, троилит, акагенит.

Изучен состав большого числа лунных минералов. Установлена существенная неоднородность состава в пределах индивидуальных зерен многих минералов, значительно большая, чем это характерно для земных объектов, что позволило сделать вывод о широкопроявленных на Луне импактных процессах. Сопоставление по составу лунных минералов с земными позволило высказать предположение о существенной роли летучих в лунных магматических процессах [6].

По результатам исследования минералов месторождения Маджарово (НРБ) впервые была открыта новая группа соединений — хлорсодержащие сульфосоли. Открытие хлорсульфосолей существенно меняет представление о минералогии, кристаллохимии и геохимии сульфосолей. Вхождение хлора в сульфосоли заставляет внести существенные коррективы в методики экспериментальных исследований и синтеза монокристаллов этих минералов проводимых в хлоридных растворах.

Комплексное исследование состава и свойств сложных природных сульфосолей — блеклых руд позволило сделать заключение о нестехиометрии этих соединений, выражающейся как в колебаниях соотношений между основными минералообразующими группами элементов (металлами, полуметаллами, серой), так и в пределах каждой

отдельной группы. На основании более 1000 микронзондовых анализов этих минералов впервые показано, что пределы изоморфного вхождения двухвалентных металлов (Hg, Fe, Zn, Cd и др.) в структуру блеклых руд не превышает двух атомов в элементарной ячейке минерала. Установлен новый изоморфный ряд теллурсодержащих блеклых руд с содержанием Te от 0 до 24 вес.%. По результатам микронзондовых и рентгеновских измерений предложена полная формула, описывающая зависимость параметра элементарной ячейки блеклых руд от состава и нестехиометрии минерала. Показана нелинейная зависимость параметра элементарной ячейки при вхождении серебра в структуру блеклых руд. На основании полученных результатов предложена номенклатура блеклых руд. Установлены типоморфные особенности блеклых руд из различного типа гидротермальных месторождений [8].

Изучение Au-Ag твердых растворов позволило сделать заключение о прерывистости их ряда и об ограниченной смесимости золота и серебра в "низкопробной" части этого ряда.

Изучение медистого золота с Южного Урала позволило определить, ранее достоверно не установленные, соединения: Cu_3Au и $CuAu$. Впервые определено в продуктах распада медистого золота наличие золото-серебряной амальгамы. Полученные данные позволили утверждать, что данные соединения обязаны распаду твердых растворов нестехиометрического состава, происходящему при постепенном снижении температуры.

Полученные новые данные о составе сосуществующих минералов в тонкозернистых породах океана и в образцах из скважины глубоководного бурения. Микронзондовые исследования продуктов подводного изменения базальтов показали, что они относятся к классу глинистых минералов. Впервые установлены расслоенные сульфидные глобулы, состоящие из закаленных железо-никелевых жидкостей. Данные о составе и строении глобуль позволили доказать существование несмесимости в природных сульфидных ликватах.

Проведено комплексное изучение минерального состава кислых вулканических стекол, ценного промышленного сырья для строительной индустрии. В процессе микронзондового исследования выявлено появление в стеклах, претерпевших гидротермальные изменения, участков с повышенным (по сравнению с основной массой стекла) содержанием щелочных и щелочноземельных элементов, а также воды. Показано, что стекла с повышенным содержанием измененной фазы обладают большим коэффициентом вспучивания и, следовательно, являются наиболее перспективными источниками перлитового сырья.

Впервые удалось прямым методом установить дефицит серы в экспериментально полученном нестехиометрическом халькопирите и показать закономерное изменение его состава с изменением ресурса серы в опытах.

В результате проведенных исследований лабораторией даны весьма ценные данные для многих геологов Института. Без этих данных, по-видимому, были бы невозможны многие как теоретические выводы и построения, так и практические рекомендации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Боронихин В.А., Казанский В.И., Прохоров К.В.* Минеральный состав древних тектонитов Кировоградской зоны разломов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 2, с. 431–434.
2. *Генкин А.Д., Гладышев Г.Д., Дистлер В.В.* и др. Основные результаты изучения распределения и форм нахождения элементов группы платины в сульфидных медно-никелевых рудах. — Все-союз. сов. по химии, анализу и технологии благородных мет.; тез. Новосибирск, 1976 г.
3. *Дистлер В.В., Генкин А.Д., Филимонова А.А.* и др. Зональность медно-никелевых руд Талнахского и Октябрьского месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1975, № 2, с. 16–27.
4. *Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л.* и др. Стратификация, скрытая расслоенность дифференцированных трапповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения. — В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979, с. 211–269.
5. *Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В.* Образование и генетические типы хромитовых мес-

- торождений геосинклинальных областей. — В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 5–78.
6. Свейникова Е.В., Богатилов О.А., Фрих-Хар Д.И. и др. Некоторые результаты исследования вещественного состава двух проб реголита из Моря Кризисов. — В кн.: Лунный грунт из Моря Кризисов. М.: Наука, 1980, с. 110–137.
7. Стрельцов В.А., Боронихин В.А., Тишкин А.И. О составе уранитов из месторождений пегматитового и уран-молибденового типов. — Атомная энергия, 1974, т. 37, вып. 4, с. 306–315.
8. Цепин А.И., Мозгова Н.Н. О типоморфных особенностях блеклых руд. — В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980, с.

УДК 553.21/24

И.А. ОСТРОВСКИЙ

ТЕРМОДИНАМИКА МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ В ГЛУБИНАХ ЗЕМЛИ

ВВЕДЕНИЕ

Реакции минералообразования в мантии Земли протекают при очень высоких давлениях и температурах (до 1400 кбар и 4000К). Экспериментальное их исследование поэтому очень затруднительно. Этим объясняются предпринимаемые попытки термодинамического расчета реакций глубинного минералообразования. Среди них прежде всего нужно назвать работы О.Л. Кускова и Н.И. Хитарова [3, 4 и др.]. Эти исследователи опирались преимущественно на неизотермические данные сжимаемости твердых фаз.

В наших расчетах мы использовали исключительно изотермические термодинамические величины. Основные результаты и методика опубликованы И.А. Островским и др. [5, 11, 12]. Сейчас предлагается более уточненный и дополненный вариант работы.

Изменение изобарно-изотермического потенциала ΔG_T^P в гетерогенной химической реакции выражается:

$$\Delta G_T^P = \Sigma \Delta G_T^0 + \Sigma \int_1^P V_T dP. \quad (1)$$

Здесь ΔG_T^0 — изменение изобарного потенциала при атмосферном давлении и температуре T , а V_T — мольный объем при температуре T . Σ — алгебраическая сумма термодинамических величин для продуктов реакции (положительный знак) и для исходных веществ (отрицательный знак) с учетом коэффициентов в уравнении реакции.

При атмосферном давлении можно не считаться с изменением объема конденсированных фаз и пренебречь последним членом в выражении (1). При очень высоких параметрах так поступать нельзя. Как калорическую составляющую изобарного потенциала реакции (ΔG_T^0), так и его механическую составляющую ($\int_1^P V_T dP$) приходится находить экстраполяцией, поскольку в справочниках эти данные отсутствуют.

Уравнение (1) не пригодно для случая, когда число газообразных участников реакции больше одного: при этом давление на конденсированные фазы не будет равно давлению на отдельные газообразные вещества [12], и правильнее воспользоваться

Т а б л и ц а 1

Зависимость между мольными объемами при 298 К и изобарными потенциалами (при 1000 К) для модификаций высокого и низкого давления

V_0^B/V_0^H	0,600	0,700	0,800	0,900	1,000
$\Delta G_{1000}^B/\Delta G_{1000}^H$	0,904	0,938	0,967	0,989	1,000

Таблица 2

Экстраполированные до 4000 К величины изобарных потенциалов образования соединений из простых веществ (ккал/моль)*

Вещество	Температура, К						
	1000 ² *	2000 ² *		3000		4000	
Al ₂ O ₃	-325,290	-246,871		-158	-182 ^ж	+80	-123 ^ж
С (алмаз)	+1,423	+2,5		+3,7		+4,6	
CaO	-127,171	-96,432		-49,7	-51,0 ^ж	-3,0	-16,7 ^ж
CaCO ₃ (араг.)	-225,992	-156,5	-167,5 ^ж	-66,0	-120,7 ^ж	+24,5	-74,0 ^ж
CH ₄	+4,653	+31,228		+58,0		+85,0	
CO	-47,854	-68,345		-88,0		-108,0	
CO ₂	-94,609	-94,715		-94,7		-94,7	
FeO	-49,500	-34,6	-35,991 ^ж	-19,4	-25,8 ^ж	+5,6	-15,2 ^ж
Fe ₂ O ₃	-134,383	-75,6	-77,6 ^ж	-16,7	-34,3 ^ж	+76,0	+9,0 ^ж
Fe ₃ O ₄	-190,506	-120,4	-122,7 ^ж	-49,5	-70,5 ^ж	+63,0	-18,5 ^ж
α-FeS	-23,254	-9,5	-11,3 ^ж	+4,7	-1,2 ^ж	+27,0	+8,9 ^ж
β-FeS	-22,3	-8,6	-10,4 ^ж	+5,6	-0,3 ^ж	+27,9	+9,8 ^ж
H ₂ O	-46,040	-32,399		-18,3		-4,1	
H ₂ S	-9,898	+1,878		+13,2		+24,6	
MgO	-117,924	-76,458		-26,7		+23,2	+11,5 ^ж
MgCO ₃	-200,020	-119,5	-136,0 ^ж	-30,6	-86,5 ^ж	+58,3	-37,4 ^ж
Mg(OH) ₂	-149,5	-56,0	-95,5 ^ж	+50,0	-43,0 ^ж	+156,0	+10,0 ^ж
α-MgSiO ₃ (клиноэнстатит)	-300,565	-214,0	-218,0 ^ж	-113,0	-147,0 ^ж	+14,0	-76,0 ^ж
β-MgSiO ₃ (ильменит. стр.)	-294,0	-207,0	-211,0 ^ж	-106,0	-140,0 ^ж	+21,0	-69,0 ^ж
γ-MgSiO ₃ (перовскит. стр.)	-289,0	-203,0	-207,0 ^ж	-102,0	-136,0 ^ж	+25,0	-65,0 ^ж
α-Mg ₂ SiO ₄ (форстерит)	-425,117	-298,806		-151,0	-187,0 ^ж	+21,0	-83,0 ^ж
β-Mg ₂ SiO ₄	-422,0	-296,0		-158,0	-184,0 ^ж	+24,0	-80,0 ^ж
γ-Mg ₂ SiO ₄ (шпинел. стр.)	-420,0	-294,0		-156,0	-182,0 ^ж	+26,0	-78,0 ^ж
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	-1210,997	-872,0	-978,0 ^ж	-484,0	-764,0 ^ж	-3,0	-548,0 ^ж
NH ₃	+14,950	+43,682		+73,0		+102,0	
α-SiO ₂ (кварц)	-174,494	-131,261		-79,0	-95,0 ^ж	-4,0	-59,0 ^ж
β-SiO ₂ (коусит)	-172,735	-128,621		-76,0	-91,0 ^ж	+3,0	-55,0 ^ж
γ-SiO ₂ (стишовит)	-159,021	-110,60		-51,0	-69,0 ^ж	+34,0	-28,0 ^ж
UO ₂	-218,193	-177,095		-135,0		-83,0	-102,0 ^ж

Примечание. *Индекс "ж" обозначает жидкое состояние; γ, β и α — модификации высокого, среднего и низкого давления. ²*По справочнику [15].

выражением (2) для константы равновесия K_N :

$$\ln K_N = - \frac{\Sigma \Delta G_T^0 + \Sigma \int_1^P V_T^{\text{конд}} dP}{RT} - \Sigma (\ln f_{T, P}^{\text{газ}} - \ln f_{T, P=1}^{\text{газ}}). \quad (2)$$

Здесь Σ — символ алгебраического суммирования, как в уравнении (1). ΔG_T^0 относится как к конденсированным, так и к газообразным участникам реакции, тогда как надписи "газ" и "конд" обозначают величины, относящиеся только к газовым или конденсированным фазам. $f_{T, P}$ обозначает фугитивность (летучесть) газа при параметрах T и P [12].

Выражения (1) и (2) позволяют судить о положении равновесия и о направлении реакции. При равновесии $\Delta G_T^P = 0$ и $\ln K_N = 0$. Реакция должна протекать вправо, если $\Delta G_T^P < 0$, либо $\ln K_N > 0$.

ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ КАЛОРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Значения изобарного потенциала образования минералов (из элементов) при нормальном давлении ΔG_T^0 вычислены Роби, Уолдбаумом [15] до 2000 К. Продолжение температурной зависимости ΔG_T^0 вплоть до 4000 К может быть осуществлено линейной графической экстраполяцией [5, 11].

Изломы на линиях отвечают точкам кипения элементов в соединениях (уравнение 3) и точкам плавления соединений (уравнение 4)

$$\frac{\partial \Delta G_{T_2}^0 / \partial T}{\partial \Delta G_{T_1}^0 / \partial T} = 0,01227(m + 79,5). \quad (3)$$

В уравнении (3) $\Delta G_{T_2}^0$ и $\Delta G_{T_1}^0$ — изобарные потенциалы образования соединения выше и ниже точки кипения элемента, а m — вес. % этого элемента в соединении. Здесь и далее $T_2 > T_1$.

$$\frac{\partial \Delta G_{T_2}^0 / \partial T}{\partial \Delta G_{T_1}^0 / \partial T} = 0,74 \pm 0,03. \quad (4)$$

В уравнении (4) $\Delta G_{T_2}^0$ и $\Delta G_{T_1}^0$ — изобарные потенциалы образования соединения выше и ниже точки его плавления.

Для некоторых новых модификаций высокого давления значение ΔG_T^0 не было известно. Тогда использовалась почти линейная зависимость между мольными объемами при 298 К и изобарными потенциалами при 1000 К, которая могла быть выведена из свойств модификаций SiO_2 , TiO_2 и PbO (табл. 1, индексы в и н обозначают фазы высокого и низкого давления). Наклон температурной зависимости для ΔG_T^{0B} принимался равным таковому для ΔG_T^{0H} .

Результаты экстраполяции ΔG_T^0 см. в табл. 2.

ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

В этой работе использовано потенциальное уравнение состояния, разработанное В.Н. Жарковым и В.А. Калининым [1], в связи с тем, что многочисленные данные по сжимаемости минералов опубликованы в форме этого уравнения. Указанное уравнение действительно до 2 Мбар.

Полная форма уравнения состояния твердого тела помещена ниже:

$$P_{P, T} = Ax^{-2/3} \cdot e^{b(1-x^{1/3})} - Kx^{-4/3} + \frac{R\nu\rho_0\gamma_x}{\mu x} \left[\frac{9}{8}\theta_x + 3TD\left(\frac{\theta_x}{T}\right) \right]. \quad (5)$$

Таблица 3

Зависимость среднего значения отношения γ_x/γ_0 от безразмерного объема x для твердых тел

x	0,95	0,90	0,85	0,80	0,75	0,70	0,65	0,60	0,50
γ_x/γ_0	0,947	0,889	0,844	0,805	0,777	0,747	0,719	0,700	0,664

Здесь $P_{P, T}$ — полное (потенциальное плюс температурное) давление (кбар); x — безразмерный объем V/V_0 ; A (кбар), K (кбар) и b — коэффициенты; R — газовая постоянная ($0,083147 \text{ см}^3 \cdot \text{кбар} \cdot \text{град} \cdot \text{моль}$); ν — число атомов в молекуле; ρ_0 — плотность ($\text{г}/\text{см}^3$); γ_x — параметр Грюнайзена; μ — формульный вес ($\text{г}/\text{моль}$); θ_x — характеристическая температура Дебая (К); $D\left(\frac{\theta}{T}\right)$ — функция Дебая; T — температура (К). Коэффициент K может быть вычислен из (6):

$$K = A + \frac{R\nu\rho_0\gamma_0}{\mu} \left[\frac{9}{8}\theta_0 + 3T_0 D\left(\frac{\theta_0}{T_0}\right) \right], \quad (6)$$

где ρ_0 , γ_0 , θ_0 , T_0 соответствует нормальным условиям эксперимента. Коэффициенты A и b могут быть найдены по экспериментальным данным из уравнения (7) для потенциального давления:

$$P_p = Ax^{-2/3} \cdot e^{b(1-x^{1/3})} - Kx^{-4/3} \quad (7)$$

по методу последовательных приближений; нужно иметь не менее трех надежных точек (не лежащих на одной прямой с началом координат).

Термодинамическое значение параметра Грюнайзена γ_0 равно:

$$\gamma_0 = \frac{V_0 \kappa K_T}{C_v} \cdot 23,9. \quad (8)$$

Здесь V_0 — мольный объем ($\text{см}^3/\text{моль}$); $\chi = \frac{1}{V_0} \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_p$ (град^{-1}); $K_T = -V_0 \left(\frac{\partial P}{\partial V} \right)_T$ (кбар); $C_v = C_p - 0,0214 C_p^2 \cdot T_0/T_{пл}$ ($\text{кал}/\text{моль} \cdot \text{град}$); 23,9 — коэффициент. Обычно значения γ_0 приведены в упомянутых работах. Параметр Грюнайзена γ_x является монотонной функцией x . Имея в виду то, что отношение γ_x/γ_0 лишь слабо колеблется для различных веществ и зависит, главным образом, от x , можно было вычислить средние значения отношения γ_x/γ_0 на основании данных для 6 окислов и железа, опубликованных В.Н. Жарковым и др. [2]. Среднее отклонение отношения γ_x/γ_0 возрастает с уменьшением x , но не превосходит 4%.

Характеристическая температура Дебая θ_0 может быть найдена в упомянутых выше статьях и в справочниках по физической химии. θ_x является монотонной функцией x (уравнение 9):

$$\theta_x = \theta_0 \cdot e^{\int \frac{\gamma_x}{x} dx} \quad (9)$$

Учитывая то, что количественная роль θ_x в уравнении (3) незначительна, можно упростить уравнение (9), допустив, что $\gamma_x = \gamma_0 \cdot x$ (см. табл. 3):

$$\theta_x = \theta_0 \cdot e^{\gamma_0(1-x)}. \quad (10)$$

Табл. 3 и уравнения (10) и (8) использовались для нахождения величин γ_0 , γ_x и θ_x . Функция Дебая $D(\theta/T)$ табулирована. Если опытные данные по сжимаемости были найдены ударным сжатием, то для отыскания коэффициентов A , b и K применялось, согласно [1] выражение для давления ударного сжатия P_T :

$$P_T = \frac{P_p + \frac{\gamma_x \cdot P_0}{x} [E_0 - E_p]}{1 - \frac{\gamma_x(1-x)}{2x}}, \quad (7')$$

где P_p тождественно (7), а прочие члены:

$$E_p = \frac{3A}{b\rho_0} e^{b(1-x^{1/3})} - \frac{3K}{\rho_0} x^{-1/3},$$

$$E_0 = E_{p(1)} + \frac{R\nu}{\mu} \left[\frac{9}{8}\theta_0 + 3T_0 D\left(\frac{\theta_0}{T_0}\right) \right].$$

Остальные обозначения соответствуют формулам (5)–(10).

Вычисленные величины V (см³/моль) для твердых веществ при температурах 1000, 2000 и 4000 К наносились на PV – диаграмму и интегралы $\int_{0,001}^P V_T dP$ вычислялись (с интервалом 100 кбар) для давлений 100, 400, 1000 и 2000 кбар. В наших первых статьях [5, 12] величины $\int_{0,001}^P V_T dP$ при 4000 К для некоторых веществ (окислы железа, кремнезем, железо и магний) были выше, чем следует из уравнения (5). Эти данные заменены новыми значениями, найденными в соответствии с уравнением (5). Нулевые изотермы зависимости x от давления (Al_2O_3 , Fe, FeO, Fe₂O₃, FeS, γ -SiO₂), коэффициенты A , b , K и параметры γ_0 , θ_0 (Al, Mg, α -Mg₂SiO₄), α -MgSiO₃, Si, U, CaO, Fe₃O₄, MgO, Mg(OH)₂) взяты из литературы [1, 2 и др.].

Для алмаза, карбонатов, пироба, UO₂, γ -MgSiO₃, β -Mg₂SiO₄, γ -Mg₂SiO₄ и серы коэффициенты A , b , K вычислены автором по опубликованным данным сжимаемости; нулевые изотермы кварца и коусита построены по данным [7]. Нулевая сжимаемость β -MgSiO₃ вычислена по 1-му члену уравнения Берча-Мурнагана со значением $K_0 = 2,14$ мбар согласно [16].

Все температурные поправки вычислялись в соответствии с уравнением (5). Коэффициенты потенциальных уравнений твердых тел см. в табл. 4.

Если какое-либо вещество существует в форме нескольких модификаций различной плотности, то мы должны знать величину давления превращения в зависимости от температуры. Сжимаемость модификаций высокого давления измеряется в их метастабильном состоянии. Соответственно в равновесной диаграмме в осях $\int_1^P V_T dP - P$ изотермы, соответствующие фазам высокого давления, должны быть смещены (без изменения наклона) так, чтобы кривые фаз низкого и высокого давления совпали при давлении перехода.

Если вещество плавится при низком давлении и затвердевает при высоком, мы обычно не знаем сжимаемости жидкости. В этих случаях принималось, что "жид-

Таблица 4

Коэффициенты A , b , K потенциальных уравнений состояния и параметры γ_0 , θ_0 , принятые для твердых веществ

Вещество	A , кбар	b	K , кбар	γ_0	θ_0 , К
Al	244,33	10,9916	261,80	2,13	390
Al ₂ O ₃	—	—	—	1,70	600
C (алмаз)	3104,5733	7,4468	3173,4178	1,197	1910
CaO	361,12	11,0048	374,08	1,19	650
CaCO ₃	115,64	10,891	123,66	0,469	820
ϵ -Fe	—	—	—	1,81	420
FeO	—	—	—	1,95	1200
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1,86	640
Fe ₃ O ₄	2669,03	3,9322	2688,24	1,40	600
FeS	—	—	—	1,50	600
Mg	283,86	5,7902	291,91	1,46	318
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	4619,97	3,0788	4655,29	1,40	1100
MgO	888	7,6476	914,39	1,50	800
MgCO ₃	280,992	10,995	290,460	0,395	959
Mg(OH) ₂	112,194	15,2111	145,408	1,184	995
α -MgSiO ₃	222,36	17,0914	236,52	0,90	900
β -MgSiO ₃	—	—	—	1,152	955
γ -MgSiO ₃	1590,2816	7,4654	1634,5616	1,30	1000
α -Mg ₂ SiO ₄	2553,97	3,4413	2572,85	1,20	900
β -Mg ₂ SiO ₄	5949,27	2,7712	5983,68	1,50	900
γ -Mg ₂ SiO ₄	1096,708	7,4489	1131,800	1,50	900
S	7,7997	23,7592	18,0610	1,68	185
Si	436,69	8,8513	442,17	0,74	625
α -SiO ₂	—	—	—	1,14	780
β -SiO ₂	—	—	—	1,00	810
γ -SiO ₂	—	—	—	1,00	920
U	443,19	10,274	453,97	1,83	160
UO ₂	832,096	10,24	855,063	1,55	564

Таблица 5

$$\int_{0,001}^P T dP \text{ (ккал/моль)}$$

T , К	P , кбар	Al	Al ₂ O ₃	C ^A	CaO	CaCO ₃ ^{арар}	CH ₄	CO	CO ₂
1000°	100	24,1	62,2	9,7	39,9	79,4	80,9	75,7	87,1
	400	84,7	237,3	33,5	145,0	279,6	191,5	175,7	222,5
	1000	185,9	549,4	78,1	325,5	626,5	350,1	318,1	430,1
	2000	329,4	1003,5	146,4	586,8	1128,4	559,1	504,4	716,2
				$\Gamma \rightarrow A$ 35 кбар					
2000°	100	(27) ^ж	64,2	11,1	41,6	(84) ^ж	123,9	117,1	139,0
	400	92,2	243,9	35,2	148,5	284,6	261,8	239,0	310,4
	1000	195,0	561,7	80,4	331,0	634,6	447,4	405,5	553,5
	2000	339,8	1021,7	149,4	594,2	1139,2	682,2	617,2	871,4
		Пл 118 кб			$\Gamma \rightarrow A$ 60 кб		Пл 235 кб		

Т а б л и ц а 5 (продолжение)

T, K	P, кбар	Al	Al ₂ O ₃	C ^A	CaO	CaCO ₃ ^{апар}	CH ₄	CO	CO ₂
4000°	100	(27) ^ж	(69) ^ж	20,5 ^Г	(48,0) ^ж	(95) ^ж	204,8	180,7	234,4
	400	100,8	261,6	48,1 ^A	157,8	(300) ^ж	393,3	342,1	471,2
	1000	207,5	592,6	94,4	343,5	(681) ^ж	632,1	554,8	784,1
	2000	354,7	1065,3	164,6	609,6	1228,7	922,9	819,1	1172,3
		Пл 340 кб	Пл 185 кб	Г → А 124 кб	Пл 124 кб	Пл 1560 кб			

T, K	P, кбар	С Fe	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe ₃ O ₄	FeS	H ₂	H ₂ O	H ₂ S
1000	100	16,2	30,2	74,3	108,0	43,7 ^α	53,4	54,1	78,9
	400	60,5	112,1	277,7 ^α	401,3	145,4 ^β	96,2	117,7	193,8
	1000	138,5	253,6	624,8 ^β	899,7	308,0	145,9	214,1	371,9
	2000	253,6	458,5	1106,8	1579,2	544,1	202,8	345,7	618,1
2000				α → β 600 кб		α → β 250 кб			
	100	16,0	31,0	77,9	111,6	40,5 ^α	88,1	80,2	118,5
	400	61,6	113,4	288,3 ^α	412,4	147,7 ^β	144,9	155,0	257,5
	1000	140,9	256,6	642,9 ^β	919,7	312,4	205,5	263,0	461,9
	2000	256,9	464,3	1132,6	1608,3	550,4	271,5	405,2	734,7
4000		Пл 53 кб	Пл 34 кб	α → β 600 кб Пл 18 кб	Пл 15 кб	α → β 300 кб Пл 74 кб			
	100	(15) ^ж	(35) ^ж	(84) ^ж	(117) ^ж	(44) ^ж	165,5	128,5	191,1
	400	(60) ^ж	134,6	322,4 ^α	449,4	175,3 ^α	246,1	223,8	374,6
	1000	145,6	286,4	693,5 ^β	975,5	345,0 ^β	327,0	354,9	629,1
	2000	263,7	499,7	1199,3	1682,2	586,8	410,4	521,6	952,5
		Пл 635 кб	Пл 257 кб	α → β 600 кб Пл 240 кб	Пл 234 кб	α → β 406 кб Пл 358 кб			

T, K	P, кбар	Mg	Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	MgCO ₃	Mg(OH) ₂	MgO	MgSiO ₃	Mg ₂ SiO ₄
1000	100	32,4	271,1	65,5	59,8	27,2	75,3 ^α	105,2 ^α
	400	104,0	1001,5	234,7	205,1	100,9	252,3 ^γ	367,3 ^γ
	1000	210,1	2216,2	523,3	450,1	228,8	552,5	827,8
	200	343,5	3821,2	935,3	805,6	411,0	996,5	1492,0
		Пл 40 кб				Пл? 170 кб	α → β 170 кб	α → β 112 кб
2000							β → γ 233 кб	β → γ 147 кб
	100	(25) ^ж	266,4	(68) ^ж	66,1	28,2	78,3 ^α	109,3 ^α
	400	105,1	1020,5	238,5	218,6	104,1	261,0 ^γ	382,7 ^γ
	1000	213,2	2265,7	529,0	468,4	234,3	565,4	851,1
	2000	348,3	3903,2	942,8	827,2	418,8	1013,4	1522,6
4000		Пл 310 кб	Пл 60 кб	Пл 280 кб	Пл? 180 кб	α → β 180 кб	α → β 157 кб	
	100	(25) ^ж	(298) ^ж	(71) ^ж	85,8	(30) ^ж	(85) ^ж	(108) ^ж
	400	(89) ^ж	1157,9	(250) ^ж	266,4	111,1	278,7 ^γ	430,5 ^β
	1000	219,1	2465,4	(566) ^ж	524,3	246,9	591,7	914,8 ^γ
							β → γ 262 кб	β → γ 273 кб

Таблица 5 (окончание)

T, K	P, кбар	Mg	Mg ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₂	MgCO ₃	Mg(OH) ₂	MgO	MgSiO ₃	Mg ₂ SiO ₄
	2000	357,2	4164,3	1018,7	889,4	436,0	1048,0	1601,5
		Пл	Пл	Пл	Пл?	Пл	Пл	Пл
		880 кб	280 кб	1615 кб		103 кб	195 кб	385 кб
							α → β	α → β
							195 кб	247 кб
							β → γ	β → γ
							320 кб	524 кб

T, K	P, кбар	N ₂	NH ₃	O ₂	S	Si	SiO ₂	U	UO ₂
	1000	383,0	703,8	541,8	258,0	222,6	349,1	257,6	538,4
	2000	521,7	1129,4	775,5	461,0	401,0	610,7	458,2	982,8
					Пл	Пл	Пл		
					339 кб	660 кб	225 кб		
1000	100	64,8	74,5	74,4	28,2	28,1	50,3 ^γ	29,4	58,5
	400	131,5	186,7	165,8	106,4	101,9	147,4	108,4	222,1
	1000	215,8	369,5	297,6	240,5	226,9	321,6	245,2	516,6
	2000	317,6	632,5	469,1	441,5	403,8	576,8	442,3	953,4
					Пл				
					53 кб		α → β		
							46,5 кб		
							β → γ		
							93 кб		
2000	100	98,1	111,1	112,5	(29) ^ж	27,1	54,9 ^β	(30,4) ^ж	60,0
	400	177,8	252,4	227,2	109,3	101,5	155,6 ^γ	110,7	226,3
	1000	274,5	478,1	380,6	244,5	226,8	332,5	248,7	523,5
	2000	387,8	798,8	571,8	445,9	404,1	589,8	447,0	963,0
					Пл	Пл			
							α → β		
					148 кб	87 кб	64 кб		
							β → γ		
							122,5 кб		
4000	100	158,1	198,0	188,7	(31) ^ж	(23) ^ж	(51) ^ж	(33,1) ^ж	63,4
	400	261,7	396,2	345,5	121,0	(93) ^ж	168,1	116,8	235,4

Примечание. Индексы γ, β, α и ж см. табл. 2; А — алмаз, Г — графит. Согласно с новыми данными $\int_{0,001}^P V_T^{\alpha P}$ газов надо уменьшить на 3,6 и 12 ккал/моль при 1000, 2000 и 4000 К. На выводах это не сказывается.

кая" часть изотермы $\int_1^P V_T dP$ прямолинейна и что ее наклон в 1,1 раза больше, чем наклон "твердой" части¹.

Результаты вычисления величин $\int_{0,001}^P V_T dP$ (ккал/моль) для твердых веществ см. в табл. 5. В таблице показаны также принятые значения давлений фазовых превращений.

¹Это допущение, по-видимому, занижает на 10–20 ккал/моль величины $\int_1^P V_T dP$ при 4000 К для веществ, остающихся жидкими при давлениях выше 200 кбар.

Экстраполяция найденных экспериментально PVT — отношений для газов в область очень высокого давления в температуры выполнялась графически. В газах, сжатых выше 3–5 кбар и нагретых до 300–700 К, имеет место почти линейная зависимость

между $\lg \frac{PV}{T}$ и $\lg P$ (положительный наклон). При низких давлениях эта зависимость не линейна, но при увеличении давления изотермы приближаются к прямым линиям (тем быстрее, чем ниже температура). Изобарическая зависимость между $\lg \frac{PV}{T}$ и

$\lg T$ не линейна, но могла быть выражена дугами больших радиусов (отрицательный наклон), стремящимися к значению $\lg R$ при очень высокой температуре. Эти зависимости подтверждаются экспериментальными данными для водяного пара до 250 кбар и 1273 К [13]. В качестве опорных избирались изотермы для самых низких (но выше критических) температур. Экспериментальные данные по газам взяты у Циклиса [8]. Лишь сжимаемость N_2S была рассчитана по методу соответственных состояний с водой, как опорным веществом. Объемы газов, найденные графической экстраполяцией, оказались на 30–60% выше приведенных в нашей ранней работе [5, 12], где нулевые изотермы рассчитывались для кристаллических состояний газов. Были пересчитаны величины $\int_{0,001}^P V_T dP$ (интервалы 100 кбар) в соответствии с новыми графическими экстраполяциями. Интегралы от 0,001 до 0,100 кбар рассчитывались по уравнению состояния идеального газа.

Фугитивности газов найдены посредством уравнения (11):

$$\ln f_{T,P}^{\text{газ}} = \frac{1}{RT} \int_{0,001}^P V_T^{\text{газ}} dP + \ln f_{T,0,001}^{\text{газ}}; \quad (11)$$

значения интегралов $\int_{0,001}^P V_T^{\text{газ}} dP$ (ккал/моль) см. в табл. 5, а величины $\ln f_{T,P}^{\text{газ}}$ в табл. 6.

Давление и фугитивность выражены в кбар, а объем в $\text{см}^3/\text{моль}$. Газовая постоянная $R = 0,0019872$ ккал/град·моль; $\ln f_{T,0,001}^{\text{газ}} = -6,9078$.

ТОЧНОСТЬ

Вопросы точности подробно рассмотрены в [11]. Возможна только полуколичественная оценка общей точности экстраполяции величин $\Delta G_{T,P}^P$, равной около ± 10 ккал/моль.

ХИМИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ В МАНТИИ

В качестве примеров выбрано лишь несколько минералогических реакций, типичных для мантии Земли (табл. 7). Они рассчитаны по уравнениям (1) и (2) с помощью табл. 2, 5 и 6. Приведены только те наборы параметров, которые соответствуют условиям верхней и нижней мантии и внешнего ядра (3, 4 и 5 колонки цифр в табл. 7). Помня о том, что продукты реакций стабильны в тех случаях, когда изобарные потенциалы реакций ΔG_T^P отрицательны (либо величины $\ln K_N$ положительны) легко сделать выводы о характере протекания той или иной реакции.

Закись железа, вопреки [10], не должна распадаться в мантии на окись и металл. Пирротин (троилит) стабилен во всей мантии и внешнем ядре. Возможно, что на границе ядро–мантия существует твердый, либо жидкий, сульфидный слой. Закл

Т а б л и ц а 6

Натуральные логарифмы $\ln f_{T,P}$ фугитивности газов

T, К	P, кбар	CH ₄	CO	CO ₂	H ₂
1000	100	33,803	31,186	36,923	19,964
	400	89,459	81,508	105,059	41,502
	1000	169,270	153,167	209,527	66,512
	2000	274,443	246,917	353,499	95,145
2000	100	24,267	22,556	28,066	15,259
	400	58,964	53,227	71,192	29,551
	1000	105,663	95,120	132,359	44,803
	2000	164,741	148,386	212,346	61,404
4000	100	18,857	15,825	22,581	13,913
	400	42,571	36,130	52,372	24,053
	1000	72,614	62,889	91,736	34,231
	2000	109,198	96,139	140,574	44,723

Пр и м е ч а н и е. См. примечание к табл. 5.

H ₂ O	H ₂ S	N ₂	NH ₃	O ₂
20,316	32,817	25,701	30,582	30,532
52,321	90,632	59,266	87,044	76,526
100,832	180,255	101,687	179,032	142,850
167,056	304,123	152,915	311,379	229,153
13,271	22,833	17,775	21,046	21,398
32,092	57,869	37,829	56,599	50,258
59,266	109,304	62,159	113,387	88,855
95,045	177,953	90,667	194,079	136,963
9,258	17,131	12,982	18,002	16,832
21,247	40,214	26,016	42,936	36,558
37,741	72,236	41,276	81,634	61,254
58,712	112,92	58,725	135,177	90,654

Т а б л и ц а 7

Изобарные потенциалы ΔG_T^P ккал/моль и значения $\ln K_N$ для некоторых реакций в условиях мантии и внешнего ядра Земли

№№ пп	Реакции	T, К		
		2000	4000	4000
		P, кбар		
		100	1000	2000
		ΔG_T^P		
1	Fe + Fe ₂ O ₃ = 3FeO	-29,1	-39,1	-23,1
2	Fe + S = FeS	-14,0	-30,7	-110,0
3	U + O ₂ = UO ₂	-260,0	-344,0	-333,9
4	3MgSiO ₃ + Al ₂ O ₃ = Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	-15,7	-60,3	-203,0
5	MgSiO ₃ + MgO = Mg ₂ SiO ₄	-5,5	+54,0	+95,3
6	CaO + CO ₂ = CaCO ₃	-73,0 ^ж	-	-
7	CaO + C + O ₂ = CaCO ₃	-	-374,3 ^ж	-297,6
		$\ln K_N$		
8	C + O ₂ = CO ₂	+20,58	-6,11	-16,72
9	C + 2H ₂ = CH ₄	+8,73	+4,52	-2,15
10	H ₂ + S = H ₂ S	-0,75	-8,64	-13,30
11	H ₂ + $\frac{1}{2}$ O ₂ = H ₂ O	+24,29	+31,09	+35,31

Пр и м е ч а н и е. Если реакцию 10 пересчитать через газообразную серу ($\frac{1}{2}$ S₂), то получаются небольшие, но положительные значения $\ln K_N$, т.е. сероводород стабилен.

в растворе другие рудные компоненты этот слой может являться первоисточником эндогенного оруденения.

Вода (флюид) стабильна во всех зонах и способна служить агентом переноса руд с больших глубин, в отличие от сероводорода и углекислоты, которые не стабильны в нижней мантии. Метан, по-видимому, является вторым после воды по стабильности летучим компонентом мантии.

Двуокись урана, выбранная как очень тяжелое эндогенное вещество, стабильна до самых больших глубин. Но также стабильны тут и легкие карбонаты. Вполне возможно существование в мантии и бесщелочных карбонатитовых магм.

В согласии с существующими взглядами форстерит стабилен только в верхней мантии, а в нижней распадается на метасиликат перовскитовой структуры и периклаз. Но это возможно только в отсутствии глинозема (или окиси железа). В присутствии глинозема перовскитовая фаза метасиликата и в мантии и в ядре обязана уступить место пиропу (сравни [9, 14]).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Жарков В.Н., Калинин В.А. Уравнения состояния твердых тел при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1968.
2. Жарков В.Н., Трубицын В.П., Царевский И.А. Уравнения состояния водорода, водородных соединений, кристаллов инертных газов, окислов и сульфида железа. — Геодинамические исследования, 1975, № 3, с. 5–45.
3. Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Тепловые эффекты окислительно-восстановительных реакций в мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 725–727.
4. Кусков О.Л. Уравнения состояния некоторых веществ при сверхвысоких давлениях. — Геохимия, 1979, № 7, с. 963–983.
5. Островский И.А., Царевский И.А., Бокий Г.Б., Горшков Г.П. Термодинамика некоторых окисных и сульфидных соединений при очень высоких давлениях и температурах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 6, с. 18–28.
6. Паньков В.Л., Калинин В.А. Уравнения состояния минералообразующих окислов. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 3, с. 3–13.
7. Справочник физических констант горных пород. Ред. С. Кларк мл., М.: Мир, 1969. 543 с.
8. Циклис Д.С. Плотные газы. М.: Химия, 1977. 165 с.
9. Akaogi M., Akimoto S-i. Pyroxen-garnet solid-solution equilibrium in the systems Mg₄Si₄O₁₂–Mg₃Al₂Si₃O₁₂ and Fe₄Si₄O₁₂–Fe₃Al₂Si₃O₁₂ at high pressures and temperatures. — Phys. Earth. Planet. Inter. 1977, vol. 15, 90–106.
10. Bell P.M., Mao H.K. Preliminary evidence of disproportionation of ferrous iron in silicates at high P and T. — Carnegie Inst. Year Book 1975, vol. 74, 557–558.
11. Ostrovsky I.A. The thermodynamics of substances at very high pressures and temperatures, and some mineral reactions in the Earth's Mantle. — Phys. Chem. of Miner., 1979, vol. 5, N2, 105–118.

12. *Ostrovsky I.A., Rizhenko B.N.* Fugacities of gases and some mineralogical reactions at very high pressures and temperatures (an extrapolation). — *Phys. Chem. Miner.*, 1978, vol. 2, p. 297–303.
13. *Rice M.H., Walsh J.M.* Equation of state of water to 250 kbars. — *J. Chem. Phys.*, 1957, col. 26, p. 824–830.
14. *Ringwood A.E.* The pyroxen-garnet transformation in the Earth's mantle. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 2, N 3, p. 255–263.
15. *Robie R.A., Waldbaum D.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298°K and higher temperatures and 1 atm. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1968, N 1259. 256p.
16. *Sato Y., Ito E., Acimoto S-i.* Hydrostatic compression of ilmenite phase of $ZnSiO_3$ and $MgGeO_3$. — *Phys. Chem. Miner.*, 1977, vol. 2, p. 171–176.

УДК 550.4:549.6

В.И.РЕХАРСКИЙ, Ю.П.ДИКОВ, В.Г.ХИТРОВ

ЗАВИСИМОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ДИФФЕРЕНЦИАТАХ ОТ СТРУКТУРЫ СИЛИКАТНОГО ФОНА

Выяснение закономерностей накопления химических элементов в магматических дифференциатах вещества Земли — одна из важных, но крайне сложных геохимических проблем. Рассмотрению этой проблемы посвящена обширная литература. В большинстве работ закономерности накопления элементов описываются на основе сопоставления их содержаний в последовательно образующихся группах изверженных пород и только в отдельных работах используются физико-химические и физические характеристики. Из этих характеристик большой интерес представляют коэффициенты распределения и энергии разрыва химических связей в нейтральных и заряженных двух- и более атомных группировках. Однако расчеты коэффициентов распределения во многих случаях, ввиду отсутствия надежных термодинамических данных, являются нередко условными. Что касается энергий разрыва химических связей, то они используются без должного учета особенностей эволюции структуры силикатной и алюмосиликатной среды, в которой происходит миграция и концентрация элементов. Из этого следует, что решение рассматриваемой проблемы в настоящее время требует проведения дальнейших углубленных поисковых исследований.

В настоящей работе предпринята попытка количественно оценить принципиальные тенденции поведения элементов в магматической системе на основе двух независимых, но взаимоконтролирующих друг друга подходов:

1) геохимического, включающего методы статистического расчета и последующего анализа коэффициентов накопления (КН);

2) квантово-химического, включающего методы расшифровки и интерпретации, применительно к силикатным системам, энергетических характеристик, получаемых при квантово-химических расчетах.

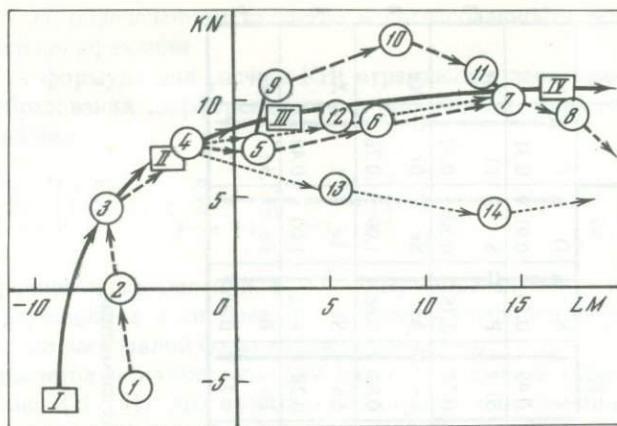
При проведении исследований приняты следующие положения, касающиеся направленности и факторов, определяющих поведение элементов в интересующей нас системе:

— магматическая дифференциация, в кристаллохимическом ее аспекте, рассматривается как "прогрессирующая силификация" [1];

— миграция и концентрация элементов в силикатной среде идет при значительном разнообразии комбинаций ее главных структурных единиц между собой и другими атомами;

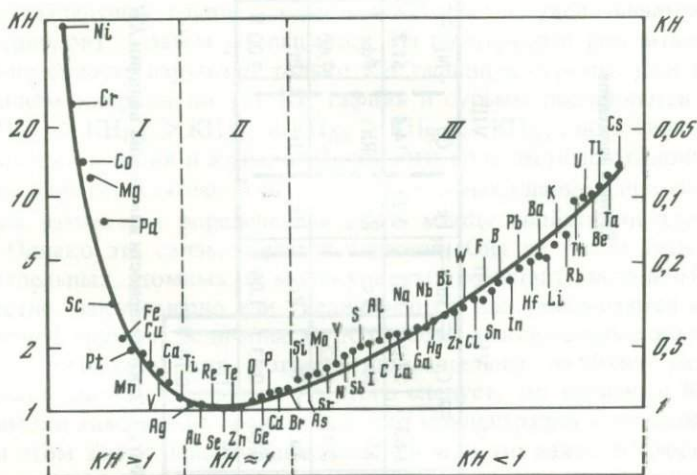
— каждый магматический дифференциат обладает определенной емкостью по отношению к тем или иным элементам.

Исходя из названных положений, при расчете КН принята следующая схема последовательности образования главных серий магматических дифференциатов: гипер-



Фиг. 1. Вариационная диаграмма центров распределения и взаимосвязи ранжированных химических составов для конкретных и обобщенных типов интрузивных пород. LM и KN – ранговые коэффициенты [7]

Обобщенные типы (I–IV): I – гипербазиты, II – базиты, III – мезиты, IV – окситы и гиперокситы; конкретные типы (1–14): 1 – дунит, 2 – перидотит, 3 – пироксенит, 4 – габбро, 5 – диорит, 6 – тоналит, 7 – гранодиорит, 8 – гранит, 9 – мангерит, 10 – мононит, 11 – сиенит, 12 и 13 – анортзиты массивов и локалитов, 14 – плагιοгранит (стрелками показано увеличение содержания SiO_2)



Фиг. 2. Ряд накопления элементов в серии магматических дифференциатов: гипербазиты – базиты – мезиты – окситы – гиперокситы

Классы элементов: I – гипербазит-базитовый, II – мезитовый, III – оксит-гиперокситовый базиты – базиты – мезиты – окситы и гиперокситы¹. В качестве содержаний элементов использованы кларки [2].

Обоснованность использования принятой последовательной серии магматических дифференциатов и кларков для выявления статистических закономерностей накопления элементов в магматической системе следует из анализа вариационной диаграммы (фиг. 1). Эта диаграмма отражает результаты анализа многочисленных данных по силикатному составу конкретных интрузивных пород: от дунитов-перидотитов до гранитов-плагιοгранитов, а также результаты анализа кларков для обобщенных серий магматических дифференциатов: от гипербазитов до гиперокситов. Диаграмма построена в координатах ранговых коэффициентов [7]. Сравнение семейства кривых сви-

¹ Название дифференциатов принято по Рехарскому и Смолину [6].

		Группы элементов																VII	0	
		I	II	III											IV	V	VI	(H)	He	
Периоды элементов	1	Li	Be	B											C	N	O	F	Ne	1
	2	0.19	0.10	0.25											0.45	0.55	0.91	0.31		2
	3	Na	Mg	Al	IV	V	VI	VII	VIII			I	II	III	Si	P	S	Cl	Ar	3
	4	0.44	13.7	0.46										0.71	0.78	0.50	0.32		4	
	5	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	5
	6	0.16	1.30	3.09	1.15	1.63	27.0	1.91	2.29	14.4	51.2	1.72	0.95	0.42	0.83	0.66	1.00	0.76		6
	7	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	7
8	0.14	0.61	0.59	0.36	0.42	0.62				7.60	1.13	0.77	0.25	0.28	1.42	1.00	0.48		8	
9	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	9	
10	0.07	0.19	0.45	0.45	0.08	0.33	1.06			2.00	1.09	0.37	0.09	0.21	0.37				10	
11	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U													11	
12				0.10		0.10													12	

Фиг. 3. Закономерности изменения величин KH в изовалентных группах элементов

детельствует об их определенном сходстве и согласованности в направлении общей прогрессирующей силификации.

Магматическая формула для расчета КН, отражающая зависимость между последовательностью образования дифференциатов и элементной емкостью их равных масс, имеет следующий вид:

$$КН = \frac{1}{n-1} \sum_{m=1}^{n-1} \left[\left(\sum_{i=1}^m C_i : \sum_{i=m+1}^n \right) \left(\frac{n-m}{m} \right) \right],$$

где КН — коэффициент накопления, C_i — содержание элемента в i дифференциате, n — число дифференциатов в системе, m — номер очередного дифференциата, переходящего из условной расплавной фазы в кристаллическую.

Результаты расчетов показали, что для каждого элемента характерно строго определенное значение КН [5]. Это позволило построить ряд накопления элементов для серии магматических дифференциатов от гипербазит-базитовых до оксит-гиперокситовых (фиг. 2). Элементы расположены (слева—направо) в порядке уменьшения величин КН. Выделены три класса элементов: гипербазит-базитовый (I), мезитовый (II) и оксит-гиперокситовый (III). Чем больше и меньше КН, тем сильнее выражена у элемента тенденция к накоплению в крайних членах дифференциатов.

С целью выяснения связей между коэффициентами и свойствами элементов, значения КН были нанесены на периодическую таблицу (фиг. 3). При ее рассмотрении выявляется четкая закономерность в расположении КН, которая выражается в следующем: в изовалентных группах величина КН вначале увеличивается (до третьего—четвертого периодов), а затем уменьшается. Из шестидесяти рассчитанных КН, выявленную закономерность нарушают только КН гафния и сурьмы. При вычислении КН с использованием кларков по [9] КН гафния и сурьмы подчиняются общей закономерности: $КН_{Zr} > КН_{Hf} > КН_{Th}$ и $КН_{As} > КН_{Sb} > КН_{Bi}$, но в свою очередь наблюдаются отклонения у цезия и кадмия. Подобного рода частные отклонения, вероятнее всего, обусловлены недостаточной точностью отдельных кларков элементов.

Тем самым намечается определенная связь между свойствами элементов и величинами КН. Однако эта связь является сложной. Она не может быть расшифрована с позиций отдельных атомных и молекулярных констант, величины которых, как хорошо известно, закономерно или увеличиваются, или уменьшаются в пределах каждой изовалентной группы. Величины же КН имеют максимальные значения для третьего—четвертого периодов, для которых показательны наиболее распространенные в магматической системе элементы. Из этого следует, что величины КН существенно зависят от физико-химических свойств, так и от концентрации элементов в силикатной системе. При этом закон действующих масс здесь, и это важно подчеркнуть, проявляется с учетом специфической роли элементов каждой изовалентной группы.

В связи с тем, что среди элементов третьего—четвертого периодов особенно распространенными являются кремний и алюминий, служащие основой структурных мотивов силикатных систем, мы попытались рассмотреть особенности накопления элементов в магматических дифференциатах в зависимости от структуры силикатного фона. Под этой структурой нами понимается разнообразие комбинаций главных силикатообразующих мотивов между собой и другими группировками и атомами.

Для выяснения особенностей силикатообразующих кластеров и их взаимодействий между собой и другими группировками и атомами проведены квантово-химические расчеты и интерпретация экспериментально полученных рентгеновских спектров. При интерпретации использован путь последовательного усложнения силикатообразующих группировок.

Расчеты, выполненные различными методами, начиная от расширенного метода Хюккеля (РМХ) и кончая дискретно-вариационным X_α методом (ДВМХ $_\alpha$),

Таблица 1

Распределение 3s и 3p АО кремния по группам, занятым МО в дитетраэдрических кластерах различного состава (по сумме парциальных заселенностей).

Группа МО	[AlSiO ₇] ⁷⁻			[SiSiO ₇] ⁶⁻			[PSiO ₇] ⁵⁻		
	3s	3p _z	3p _{x, y}	3s	3p _z	3p _{x, y}	3s	3p _z	3p _{x, y}
III A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06
III B	0,00	0,05	0,04	0,05	0,24	0,06	0,16	0,45	0,55
II	0,37	0,51	0,90	0,34	0,36	0,79	0,20	0,22	0,30

Таблица 2

Зависимость прочности внутритетраэдрических связей от состава кластеров

Кластер	Si-O _M	Si-O _{HM}	Me-O _M	Me-O _{HM}	Кластер	Si-O _M	Si-O _{HM}	Me-O _M	Me-O _{HM}
SiBeO ₇ ⁸⁻	0,55	0,53	0,10	0,29	SiPO ₇ ⁵⁻	0,26	0,59	0,49	0,60
SiBO ₇ ⁷⁻	0,51	0,54	0,10	0,37	SiTiO ₇ ⁶⁻	0,40	0,57	0,20	0,42
SiAlO ₇ ⁷⁻	0,44	0,52	0,19	0,39	SiMo ^{IV} O ₇ ⁶⁻	0,32	0,53	0,06	0,24
SiSiO ₇ ⁶⁻	0,38	0,57	0,38	0,57	SiMo ^{VI} O ₇ ⁴⁻	0,28	0,54	0,36	0,52

для кластеров Si_mO_n и Si_m(Al, P, Be, B)qO_n, где *m* – меняется от 1 до 6, *n* – от 4 до 18 и *q* – от 1 до 3, показали надежность такого подхода и дали независимое подтверждение перестройки внутритетраэдрических взаимодействий в зависимости от состава второй координационной сферы.

Необходимо отметить, что в однородных как простых, так и сложных тетраэдрических кластерах выделяется три группы занятых уровней при аналогичной последовательности молекулярных орбиталей (МО). Группировка уровней, на примере расчета кластера [Si₂O₇]⁶⁻, выглядит следующим образом [4, 8]. I группа – низкоэнергетические слабосвязующие уровни, состоящие из 2s атомных орбиталей (АО) кислорода с заметной примесью 3s и 3p АО кремния. II группа – σ – связующие уровни, образованные за счет 2p АО кислорода и 3s, 3p АО кремния. III группа – по преимуществу состоит из 2p АО кислорода и генетически связана с π-орбиталями одиночного тетраэдра. Последняя группа разделяется на две подгруппы – высокоэнергетическую (III A), состоящую почти нацело из 2p АО кислорода, и низкоэнергетическую (III B), в которой наряду с 2p АО кислорода заметное участие принимают 3p и некоторая доля 3s АО кремния. Примесь 3s и 3p АО кремния в несвязующие МО III группы вызвана влиянием σ-связующих уровней соседних тетраэдров, т.е. появление подгруппы III B является следствием межтетраэдрического взаимодействия.

В гетерогенных радикалах, таких как [AlSiO₇]⁷⁻, [PSiO₇]⁵⁻, [BeSiO₇]⁸⁻, [BSiO₇]⁷⁻ и других характер группировок МО сохраняется неизменным, однако наряду с АО кремния во всех соответствующих зонах появляются валентные АО атома-заместителя кремния. Присоединение к кремнекислородному тетраэдру тетраэдра-конкурента другого состава вызывает во внутритетраэдрических взаимодействиях значительные перемены, которые определяются природой атома-заместителя кремния.

На примере сравнения кластеров [SiSiO₇]⁶⁻, [AlSiO₇]⁷⁻ и [PSiO₇]⁵⁻ видно, что в зависимости от состава смежной с кремнекислородным тетраэдром тетраэдрической группы происходит увеличение заселенности АО кремния или уровней внутритетраэдрического – [AlSiO₇]⁷⁻ или межтетраэдрического – [PSiO₇]⁵⁻ взаимодействия (табл. 1). Это должно отражаться и на зарядовых параметрах атомов и на прочности связей кремния и его атомов-заместителей с кислородом.

Результаты расчетов заселенности перекрывания, которая является объективной мерой прочности связи, позволяют говорить о следующем (фиг. 4):

Фиг. 4. Изменение заселенности перекрытия связи Si—O в гомо- и гетерогенных кластерах

— присоединение к кремнекислородному тетраэдру тетраэдрической группировки с центральным атомом — фосфором приводит к ослаблению связи Si—O при росте межтетраэдрического взаимодействия, энергетическая стабильность кремнекислородного кластера уменьшается. Когда же смежным с кремнекислородным тетраэдром становится тетраэдр с центральным атомом — алюминием, происходит усиление связи Si—O при резком росте внутритетраэдрического взаимодействия, энергетическая стабильность кремнекислородного кластера увеличивается.

На этой основе выделены два альтернативных вида кремнекислородных кластеров, которые названы σ и π , соответственно [3]. Различные элементы будут индуцировать в смежных кремнекислородных кластерах или σ или π взаимодействия. Поэтому можно считать, что поведение элементов в силикатной системе в своей основе является функцией сродства конкретного атома к определенному виду силикатообразующего кластера.

Все это позволило нам постулировать следующее положение: во многокомпонентных силикатных системах, и это важно подчеркнуть, геометрически идентичные кремнекислородные тетраэдры являются энергетически неэквивалентными.

Установленные закономерности явились основой при вычислении квантово-химических характеристик для различных элементов. Из-за чрезвычайной сложности и трудоемкости расчетов такие характеристики были вычислены только для отдельных наиболее интересующих нас элементов третьего—четвертого, а также второго и пятого периодов.

Из приведенных в табл. 2 данных следует, что прочность связи Si—O и Me—O, в первую очередь, определяется электронной конфигурацией центрального атома из смежной с данным кремнекислородным тетраэдром группировки.

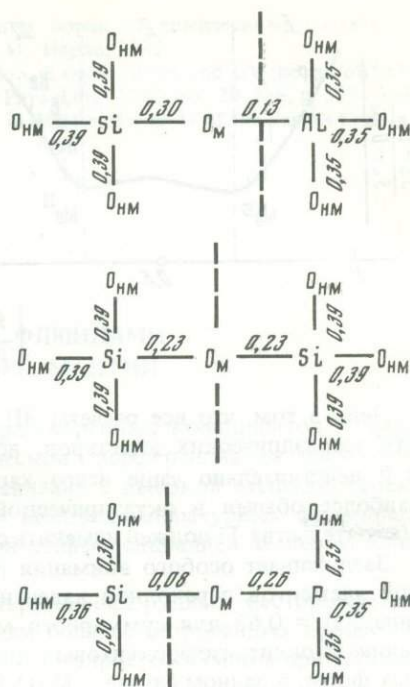
Взаимосвязь между величинами заселенности перекрытия и зарядовыми параметрами атомов нами выражена следующей экспоненциальной зависимостью:

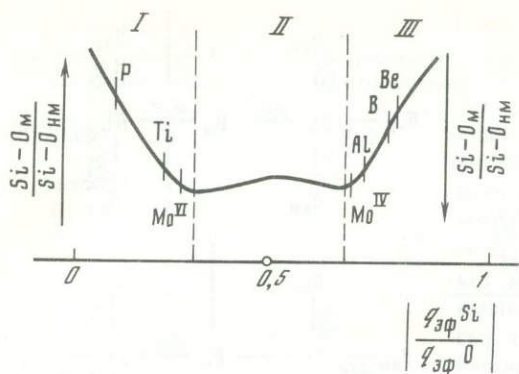
$$D_{\text{Si-O}} = Ke^{-q_{\text{Si}}^{\text{Si}}} + Ke^{-q_{\text{O}}^{\text{O}}}$$

где $D_{\text{Si-O}}$ — заселенность перекрытия связи Si—O, $q_{\text{Si}}^{\text{Si}}$, q_{O}^{O} — эффективные заряды на атомах Si и O; K — нормативный множитель.

При графическом выражении этой экспоненциальной зависимости все варианты связей Si—O располагаются по трем полям (фиг. 5): I — дестабилизации (резкое преобладание связи Si—O_{HM} над Si—O_M), II — вырождения (изменение конфигурации кластера не меняет прочностных характеристик) и III — стабилизации (выравнивание прочности связи Si—O_M и Si—O_{HM}). Исследованные нами элементы располагаются в этих полях в определенной последовательности.

При сравнении графиков, приведенных на фиг. 2 и 5, выявляется как согласованность, так и несогласованность между значениями заселенностей перекрытия (ЗП) и коэффициентов накопления (КН). На кривых в правой части графиков наблюдается идентичное расположение элементов: Al—B—Be. В данном случае можно говорить о прямой зависимости между величинами ЗП и КН и, следовательно, тенденцией эле-





Фиг. 5. Группировка элементов по полям стабильности связи Si-O

Поля: I — дестабилизации, II — вырождения, III — стабилизации внутритетраэдрических связей

ментов к накоплению в определенных дифференциатах. В левой же части кривых имеет место несоответствие в позиции P и Ti. Несмотря на то, что полное соответствие между ЗП и КН принципиально не обязательно, тем не менее отмеченное обстоятельство требует соответствующего объяснения.

Дело в том, что все расчеты ЗП на данном этапе исследований велись нами только для тетраэдрических кластеров, но если в природных силикатных системах Al, Be, B, P действительно чаще всего характеризуются координационным числом 4, то Ti наиболее обычен в октаэдрической координации. Несомненно, что при учете этого обстоятельства Ti должен изменить свое положение на кривой фиг. 5.

Заслуживает особого внимания рассмотрение расположения на кривых этих графиков элементов переходной валентности. На примере молибдена видно, что при величине КН = 0,62 для суммарного молибдена он будет обладать тенденцией к накоплению в оксид-гипероксидных дифференциатах. Однако поведение его разновалентных форм, в данном случае — Mo(VI) и Mo(IV) будет различным. Исходя из положения Mo(VI) и Mo(IV) соответственно в полях дестабилизации и стабилизации связей Si-O следует считать, что Mo(VI) способен образовывать самостоятельные молибденкислородные комплексы. В то время как Mo(IV) должен достаточно монотонно распределяться по различным типам силикатной матрицы. Этим в значительной мере будет определяться поведение разновалентных форм молибдена и других элементов в процессе эволюции силикатной системы.

Таким образом, сопряженный анализ квантово-химических и статистико-геохимических характеристик позволяет более полно вскрывать и интерпретировать особенности миграции и концентрации различных элементов в силикатной системе.

Выполненные исследования, как нам представляется, свидетельствуют о надежности выбранных методов и намекают перспективы для выяснения закономерностей поведения элементов в процессе магматической дифференциации на строго количественной основе.

Для проведения дальнейших целенаправленных исследований важно: 1) провести уточнение главной ветви магматической дифференциации; 2) согласовать с ней преобладающие для каждого дифференциата виды силикатообразующих кластеров; 3) дополнительно определить среднее содержание элементов для исследуемых дифференциатов и слагающих их минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
2. Виноградов П.А. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.
3. Диков Ю.П., Рехарский В.И. Энергетический аспект межтетраэдрических взаимодействий в силикатообразующих кластерах. — Докл. АН СССР, 1980.
4. Диков Ю.П., Брытов И.А., Ромащенко Ю.Н., Долин С.П. Особенности энергетического строения силикатов. М.: Наука, 1979. 126 с.
5. Рехарский В.И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1973. 268 с.
6. Рехарский В.И., Смолин П.П. О рациональной номенклатуре главных групп магматических пород и характерных для них химических элементов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 8, с. 121–125.

7. Хитров: В.Г. Непараметрический кластер-анализ горных пород по химическому составу. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1982.
8. Tossel J.A., Vaughan D.J., Johnson K.H. X-ray photoelectron, X-ray emission and UV-spectra of SiO_2 calculated by SCFX — scatter — red wave method. — Chem. Phys. Lett., 1973, vol. 20, N 6, p. 329—334.
9. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, vol. 72, p. 175—192.

УДК 553.21/24.552.112

И.Д. РЯБЧИКОВ

МОБИЛИЗАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ФЛЮИДАМИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

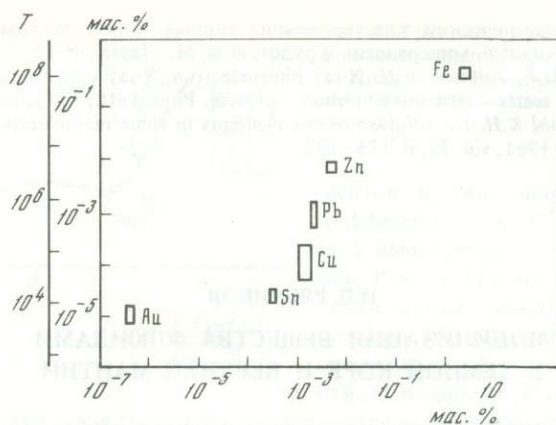
Мобилизация, перенос и отложение флюидами растворенных компонентов — чрезвычайно эффективный процесс глубокой химической дифференциации элементов в ходе эндогенной эволюции нашей планеты. Это связано с высокой степенью селективности экстракционных механизмов с участием высокотемпературных флюидных фаз, чрезвычайно интенсивной кристаллизационной дифференциацией и необычайно высокой механической подвижностью флюидов.

Ведущая роль флюидов в формировании гидротермальных рудных месторождений несомненна. Масштабы флюидного переноса в общем балансе петрогенных процессов также могут быть существенны, хотя окончательно этот вопрос, особенно в применении к подкоровым зонам Земли, пока не решен.

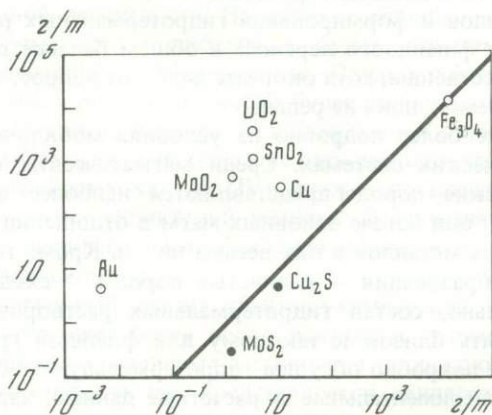
Остановимся вначале более подробно на условиях мобилизации рудных металлов флюидами в магматических системах. Среди магматических систем гранитные расплавы и кристаллические породы представляются наиболее важными источниками рудоносных растворов: они богаче основных магм в отношении летучих компонентов, а растворимости рудных металлов в них весьма низки. Кроме того, наиболее распространенные осадочные образования — глинистые породы — сходны по химизму с гранитами, и, следовательно, состав гидротермальных растворов, взаимодействующих с пелитами должен быть близок к таковому для флюидов гранитоидных магм. По этой причине мы более подробно обсудим гидротермальную мобилизацию из гранитов.

Нами получены экспериментальные и расчетные данные, характеризующие распределение ряда рудных металлов между гранитными магмами и водно-хлоридными растворами при параметрах магматического процесса, приведенные на фиг. 1. Эта диаграмма отражает переход рудных металлов в одномолекулярный хлоридный раствор (наиболее обычные содержания хлоридов в гидротермальных флюидах) при 750°C и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5 \cdot 10^5$ кПа (типичные параметры кристаллизации гипабиссальных гранитных магм) из гранитной магмы с ординарным содержанием воды (2%) и кларковыми концентрациями рудных металлов. Основной вывод из этих данных состоит в том, что после затвердевания гранитного батолита средней величины (1000 км^3) все изученные рудные металлы экстрагируются высокотемпературным хлоридным раствором в количествах, сравнимых с запасами крупных промышленных месторождений, даже в случае ординарных содержаний в магме воды, хлоридов и рудных элементов. Иными словами, проблемы гидротермальной мобилизации рудного вещества из кислых магм не существует: возможность образования месторождений зависит, главным образом, от наличия благоприятных условий концентрированной фиксации рудных минералов.

Эта проблема выходит за рамки настоящего сообщения, но, по крайней мере, частично к ее решению можно подойти, оценив степень насыщенности магм в отношении тех или иных рудных фаз. Соответствующая экспериментальная информация приведена на фиг. 2. На этой диаграмме показаны концентрации рудных металлов в водно-гранитном расплаве, равновесном с соответствующими окислами или металлическими фазами при 750°C , $1,5 \cdot 10^5$ кПа и $f_{\text{O}_2} = f_{\text{O}_2}^{\text{NiO} + \text{Ni}}$. Сравнивая указанные величины



Фиг. 1. Массы рудных металлов, переходящие в одномолярный хлоридный раствор, взаимодействующий с гранитом с кларковыми содержаниями рудных элементов при 750°C и $1,5 \cdot 10^5$ кПа, при условии отделения от 1000 км^3 гранитной магмы 2% водного флюида (вертикальная левая ось) и концентрации металлов в этом флюиде (вертикальная правая ось). Горизонтальная ось — средние содержания рудных металлов в гранитах



Фиг. 2. Растворимости фаз рудных металлов в гранитном расплаве при 750°C , $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5 \cdot 10^5$ кПа и f_{O_2} , контролируемой буфером никель-бузенит. По горизонтальной оси показаны средние содержания рудных металлов в гранитах. Черными точками показаны расчетные данные для сульфидов меди [9] и молибдена [10]

с кларками тех же металлов в гранитах, можно видеть, что гранитные магмы не насыщены в отношении SnO_2 , UO_2 , Au, но близки к равновесию с магнетитом. Гранитные расплавы также не насыщены в отношении MoO_2 и Cu, но эти фазы не являются типичными рудными минералами для этих элементов. Дополнительными термодинамическими расчетами (результаты изображены на фиг. 2 — черные точки) показано, что гранитные магмы близки к насыщению в отношении сульфидов Cu и Mo. Отсюда вытекают два важных следствия. Во-первых, флюидная фаза, отделяющаяся от кристаллизующейся кислой магмы может быть насыщена в отношении сульфидов Cu и Mo с самого начала процесса магматической дистилляции, и поэтому выделение сульфидов из гидротермального раствора может начаться при очень высоких температурах. Это может объяснить совместное присутствие высокотемпературной медной и молибденовой минерализации в определенных типах рудных месторождений.

Во-вторых, оказывается, что характер мобилизации сильно зависит от потенциала серы в магматической системе: при низких значениях f_{S_2} при прочих равных условиях

от остывающей магмы могут отделиться во флюид большие количества Cu и Mo , но, поскольку в начале система будет ненасыщена в отношении сульфидов рассматриваемых металлов, их отложение из флюида начнется при более низких температурах.

Выше мы обсуждали в основном мобилизацию металлов в магматических системах, однако экспериментальные и расчетные данные показывают, что и нагретые экзогенные воды, взаимодействующие с метаосадочными породами, могут явиться активными переносчиками рудного вещества. В общем мы можем заключить, что летучие компоненты играют важную роль в перераспределении вещества в пределах земной коры, особенно с точки зрения формирования рудных месторождений.

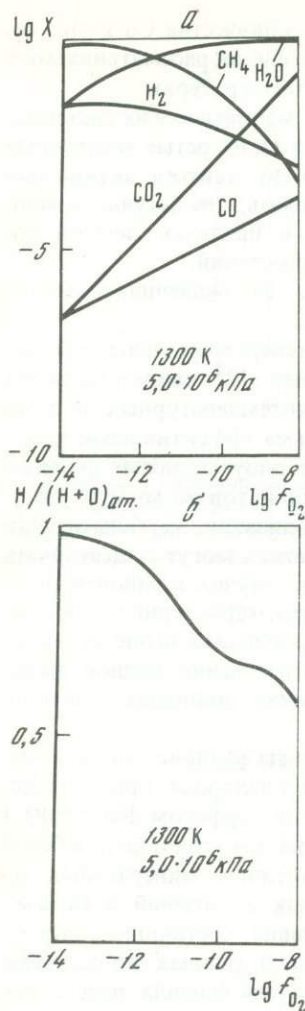
Не менее интересен вопрос о возможной роли флюидов, зарождающихся непосредственно в мантии нашей планеты.

В связи с этой проблемой следует отметить, что наши экспериментальные данные [4] и результаты, полученные рядом других исследователей [2] свидетельствуют о чрезвычайно высокой растворяющей способности высокотемпературных водных флюидов при давлении свыше $1,0 \cdot 10^6$ кПа, что делает их весьма эффективными транспортирующими агентами. Но, с другой стороны, водные и водноуглекислые флюиды неустойчивы по отношению к избытку породообразующих силикатов во многих участках верхней мантии вследствие протекания реакции амфиболитизации, карбонатизации и частичного плавления мантийного вещества [1]. В этих участках могут существовать лишь флюиды, состоящие из наименее реакционноспособных летучих компонентов — азота и инертных газов. Лишь вдоль наиболее пологих геотерм, характерных для континентальных областей на глубинах свыше 80–100 км (при давлениях выше верхнего предела устойчивости амфибола), возможно присутствие существенно водной фазы. Остановимся более подробно на химических характеристиках подобных флюидов в областях алмазообразования.

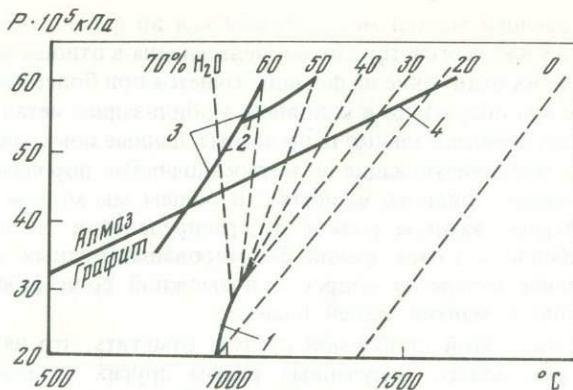
Для решения этого вопроса [3] был рассчитан состав флюида равновесного с алмазами при 1000°C и $5,0 \cdot 10^6$ кПа в зависимости от летучести кислорода (фиг. 3). Допустимый интервал значения f_{O_2} определяется с одной стороны буфером форстерит + энстатит + магнезит + графит ($\lg f_{\text{O}_2} = -8,5$) до величины на два–три порядка более низких, отвечающих оценкам f_{O_2} для наиболее восстановленных минеральных ассоциаций мантийных модулей в кимберлитах и минеральных включений в алмазах [5]. Из фиг. 3 следует, что этому интервалу отвечают флюиды, состоящие почти из одной воды. К этому же выводу мы приходим на основе учета данных по составам газов, извлеченных из алмазов, с поправкой на изменение состава флюида, вследствие его реакций со стенками минерала-хозяина при снижении давлений.

Среднее значение атомного отношения ($\text{H}/\text{H} + \text{O}$) для этих газов составляет 0,65, что очень близко к соответствующей величине для чистой воды (2/3).

Описанные выше расчеты проводились в рамках системы $\text{C}-\text{H}-\text{O}$. В действительности водные флюиды в зонах алмазообразования должны содержать в растворенном состоянии значительные количества силикатов и других компонентов. Чтобы учесть влияние этих факторов, мы построим гипотетическую $P-T$ диаграмму системы мантийный лерцолит–вода (фиг. 4). Ликвидусная область на ней изображена в соответствии с работами Д. Грина, а поле существования водных флюидов и близкритическая область построены с учетом наших экспериментальных данных [4] и термодинамических расчетов, основанных на результатах других авторов. Сопоставление этих данных с геотермами, оцененными на основе анализов сосуществующих минералов из перидотитовых включений в кимберлитах, показывает, что в поле устойчивости алмаза водно-силикатная фаза содержит от 30 до 60 вес. % породообразующих окислов. Подобные флюиды должны обладать промежуточными свойствами между водными растворами и силикатными жидкостями. Соотношение катионов сеткообразователей и воды или гидроксила в них таково, что непрерывная алюмосиликатная решетка должна отсутствовать. Это обусловит низкую вязкость подобных флюидов, что согласуется с характером твердых фаз, выделяющихся в ходе наших экспериментов из концентрированной "водно-силикатной рапы" при $3,0 \cdot 10^6$ кПа и 1100°C , (содержащей 50–60 вес. % сили-



Фиг. 3. Мольные доли (X) компонентов флюида системы С–Н–О, равновесного с алмазом (а) и атомные отношения Н/(Н + О) в этом флюиде (б) в зависимости от летучести кислорода (f_{O_2}) [3]



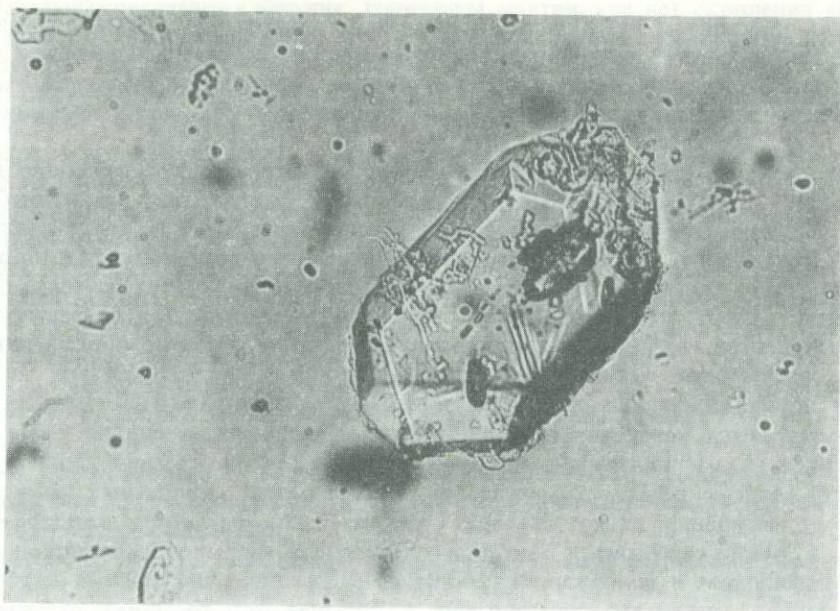
Фиг. 4. Полуколичественная Р–Т диаграмма системы пиродитит – вода [3]

1 – кривая начала плавления пиролита по данным Д.Х. Грина; 2 – "пироксеновая геотерма" для кимберлитов Лесото; 3 – "пироксеновая геотерма" для кимберлитовой трубки Удачная; 4 – линия равновесия алмаз – графит

Пунктирные линии – изоконцентраты воды в расплавах и водно-силикатных флюидах, равновесных с лерцолитовой минеральной ассоциацией. Над верхними окончаниями линий указаны содержания H_2O в мас. %

катных компонентов), они подобно кристаллам, синтезируемым из гидротермальных растворов, представлены зернами правильной формы с разнообразным набором граней, и их поверхности практически свободны от закалочных выделений минералообразующей среды (фиг. 5). Высокая подвижность водно-силикатных фаз может явиться причиной флюидизации определенных количеств кристаллических мантийных пород, пропитанных подобными растворами.

Представляет интерес рассмотрение особенности химического состава "сухих остатков" концентрированных водно-силикатных фаз, устойчивых в зоне алмазообразования. Наши [4] и опубликованные другими авторами экспериментальные данные показывают, что водные флюиды, сосуществующие с форстеритом, энстатитом и высокоглиноземистой фазой, могут менять свой состав в очень широких пределах в зависимости от соотношения количеств калия и воды в системе. Сравнивая отношение H_2O/K_2O в неизменных стеклах океанских толеитовых базальтов – (от 5 до 3) – с экспериментально определенными растворимостями флогопитсодержащих парагенизисов, приходим к выводу, что весь калий мантийного вещества не может полностью перейти в интерстициальный водный флюид, и остаточный флогопит должен, по всей вероятности, присутствовать в числе аксессуарных минералов мантийного лерцолита. Не исключено, что натрий ведет себя аналогичным образом, и состав рассматриваемого флюида



Фиг. 5. Кристалл оливина с газо-жидкими включениями, равновесный с водным флюидом (~50 мас. % силикатных компонентов) при 1100°C и $3,0 \cdot 10^6$ кПа [4]

будет характеризоваться наличием нормативного нефелина. В целом выясняется, что состав "твердого остатка" равновесного с лерцолитом сильно сжатого водного флюида должен заметно отличаться от среднего состава кимберлитов, и гипотеза о кимберлитах как продуктах прямого выделения минералов из флюида представляется маловероятной.

Проведенные нами расчеты (см. фиг. 3) показали, что равновесные с алмазом флюиды могут содержать только сравнительно невысокие количества двуокиси углерода. Возможно, однако, что наряду с молекулами CO_2 здесь будут присутствовать ассоциаты типа карбоната кальция. Основанием для подобного предположения служит высокая растворимость CaCO_3 в сильно сжатом водном флюиде даже при комнатной температуре, а также довольно высокая растворимость CO_2 в форме карбонатных комплексов в основных силикатных расплавах, особенно в присутствии больших количеств воды. Наличие карбонатов, растворенных в водно-силикатном расплаве, сосуществующим с алмазом и метастабильным графитом при летучести кислорода, несколько более низкой, чем для буфера железо-вюстит, было установлено в ходе проведенных нами предварительных экспериментов при $5,0 \times 10^6$ кПа, 1200°C [5].

Охлаждение подобных карбонатсодержащих концентрированных водно-силикатных флюидов в условиях, когда f_{O_2} контролируется взаимодействием с окружающими породами, кислородный потенциал которых ниже границы элементарный углерод-карбонаты, должно привести к осаждению алмаза или графита. В случае же охлаждения изолированных порций такого же флюида, обмен которых с окружающими породами затруднен, может происходить кристаллизация карбонатов, причем будет иметь место локальное повышение летучести кислорода. Не исключено, что именно поэтому надкритические флюиды подкорковых областей в одних случаях выделяли алмаз, а в других участвовали в образовании карбонатных скоплений, столь типичных для кимберлитовых трубок.

Падение температуры и давления при продвижении материала кимберлитовых трубок к поверхности должно приводить также и к выпадению из флюида силикатных компонентов.

Согласно полученным нами экспериментальным данным [4], калий должен быть одним из главных компонентов надкритических водно-силикатных флюидов подкорковых областей. Фиксация калия твердыми фазами в результате снижения давления и температуры подтверждается наличием в кимберлитах нескольких генераций флогопита.

В случае кимберлитов перемещение флюидов и твердого материала с больших глубин к поверхности Земли совершалось катастрофически быстро, так, что неустойчивые при низких давлениях фазы (алмаз, пироп и т.д.) оказались как бы в закаленном состоянии. Несомненно, что гораздо чаще глубинные флюиды поднимаются в пределах мантии медленнее и не достигают поверхностных горизонтов. В этих случаях, по мере продвижения вверх, они также будут постепенно освобождаться от растворенных в них компонентов, что приведет к появлению в мантии участков, обогащенных минералами, содержащими летучие соединения (флогопит и/или карбонаты). После пересечения порциями флюида граничной поверхности на глубинах 80–100 км, выше которой становится устойчив амфибол, водный компонент флюидной фазы начнет расходоваться на амфиболлизацию боковых пород. Снижение мольной доли воды во флюиде приведет к резкому уменьшению растворимости силикатных компонентов и быстрому выпадению их из раствора. Следовательно, мы можем ожидать на этих глубинах в районах разгрузки мантийных растворов формирования пород, обогащенных амфиболом и содержащих небольшие количества флогопита и карбонатов. Следует, однако, учесть, что, согласно фиг. 4, большая часть растворенного минерального вещества должна выпасть из флюида при давлениях, превышающих верхнюю границу устойчивости амфибола. Вследствие этого большая часть флогопита и, возможно, карбонатов, с одной стороны, и амфибола, с другой, будет пространственно разделена, что, в частности, подтверждается материалом по амфибол- и флогопитсодержащим мантийным нодулям.

Вовлечение участков мантии, обогащенных амфиболом, в процессы магмообразования приведет к формированию щелочно-базальтовых расплавов (вплоть до базанитов), а селективное плавление вещества в более глубинных зонах, где сконцентрирован флогопит и (или) карбонаты, вызовет появление оливин-нефелинитовых и мелилититовых расплавов. Особенности химизма генерируемых подобным образом магм в значительной мере зависит от взаимодействия летучих компонентов с петрогенными окислами в составе силикатного расплава, т.е. с образованием устойчивых ассоциатов двуокиси углерода с CaO, а воды — с алюмосиликатами щелочей [1, 8]. Кроме того, важное значение в ходе этих процессов имеет предварительное обогащение зон магмообразования минеральными компонентами, легко подвижными в сильно сжатых флюидах (калий, а также ряд редких и, возможно, рудных элементов).

Факты, свидетельствующие о протекании процессов флюидного массопереноса в областях магмообразования до начала частичного плавления мантийного вещества, позволяют поставить вопрос о тепловом режиме процессов генерации родоначальных магм щелочных серий.

Водные и водно-углекислые флюиды устойчивы в мантии только при относительно невысоких температурах, явно недостаточных для появления расплавов по механизму адиабатической декомпрессии. Генерация магм в подобных условиях отражает резкое повышение температуры, что можно связать с поступлением в области магмообразования горячего материала из гораздо более глубинных слоев мантии. Весьма вероятно, что в качестве переносчика тепла здесь выступают высокомагнезиальные расплавы типа пикритов или коматитов, генерируемые в результате подъема мантийных диапиров с глубин порядка 200–300 км. Не исключено также, что по крайней мере часть родоначальных расплавов щелочных серий возникает в результате ассимиляции высокомагнезиальными магмами мантийного субстрата, обогащенного амфиболом, флогопитом или карбонатами.

В рамках предлагаемой гипотезы может также найти объяснение происхождению толеитовых и известково-щелочных магматических серий: в случае внедрения высоко-

магнезиальных расплавов в верхние горизонты мантии, где нет скоплений минералов, содержащих летучие компоненты, будут протекать процессы кристаллизационной дифференциации (главным образом, отсадка из магмы оливина), в результате чего возникнут толеит-базальтовые магмы [7], а взаимодействие высокомагнезиальных магм с веществом сиалической коры может объяснить генерацию высокоглиноземистых базальтов, кристаллизационная дифференциация которых вызывает появление целой гаммы пород известково-щелочной серии [6].

Резюмируя материалы, приведенные в настоящей работе, мы можем отметить, что флюидный массоперенос играет важную роль не только при формировании гидротермальных месторождений в земной коре, но и в создании геохимических аномалий в пределах верхней мантии. Эти процессы во многом определяют особенности химического состава мантийных магм щелочного семейства и, в частности, могут влиять на их металлогеническую специализацию. Масштабы процессов флюидного массопереноса в общем балансе мантийного минералообразования в современную геологическую эпоху относительно невелики, отвечая небольшому удельному весу щелочных расплавов в общем объеме мантийного магматизма. Однако на ранних этапах формирования Земли, когда, по мнению многих исследователей, происходила интенсивная дегазация мантии, сформировавшая гидросферу, транспортировка вещества флюидами могла иметь большое значение.

В частности, расчеты, основанные на полученных нами экспериментальных данных, показывают, что подъем в пределах мантии количества водной фазы, равной массе современного мирового океана, может обеспечить миграцию массы калия, сравнимой с содержанием этого элемента в континентальной земной коре [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах. — Геохимия, 1978, № 9, с. 1293–1321.
2. Некрасов И.Я., Горбачев Н.С. О возможном механизме образования кимберлитов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 181–184.
3. Рябчиков И.Д. Природа кимберлитовых "магм". — Геол. рудн. месторожд., 1980, т. 22, № 6, с. 18–26.
4. Рябчиков И.Д., Беттчер А.Л. Состав водных флюидов, равновесных с флогопитсодержащими мантийными парагенезисами при высоких температурах и давлениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 56–62.
5. Рябчиков И.Д., Грин Д.Х., Уолл В.Дж., Брей Г.П. Состояние окисления углерода в пределах зоны пониженных скоростей. — Геохимия, 1981, № 2, с. 221–234.
6. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский А.Д. Проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Вулканол. и сейсмол., 1979, № 1, с. 28–39.
7. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Пилоян Г.О., Бабанский А.Д. Первичные магмы серий океанических толеитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 5–20.
8. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава. — Геохимия, 1963, № 3, с. 305–311.
9. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Ефимов А.С., Каленчук Г.Е. Медь в системе гранит – флюид. — Геохимия, 1980, № 9, с. 1320–1326.
10. Рябчиков И.Д., Рехарский В.И., Кудрин А.В. Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов. — Геохимия, 1981, № 1, с. 1243–1246.

РТУТЬ В ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Геохимия ртути тесно связана с именем А.А. Саукова. Она была предметом его докторской диссертации, изданной впоследствии (в 1946 г.) в виде монографии. Эта монография была удостоена высокой награды — Государственной премии, переведена на иностранные языки и пользуется широкой известностью в СССР и за рубежом. Вместе с А.А. Сауковым по ртутной проблеме многие годы работала Н.Х. Айдиньян — прекрасный методист и тонкий аналитик. Разработанным ею аналитическим методом обязано дальнейшее продолжение исследований в области геохимии ртути в ИГЕМ АН СССР.

Широкое участие ртути в гидротермальных процессах позволяет использовать ее не только при изучении собственно ртутного рудообразования, но и для решения многих общих вопросов рудогенеза; и в этом плане интерес к ней более общий, чем к геохимии одного элемента.

К настоящему времени довольно представителью изучено распределение ртути в рудах и мономинеральных пробах из различных типов рудных месторождений. Для минералов мы располагаем более 2,5 тыс. анализов. Следует отметить высокую контрастность в распределении ртути как в целом по минералам (от $< 5 \cdot 10^{-7}$ до 35%), так и для отдельных минеральных видов. Минералами-концентраторами ртути являются: сфалерит (среди природных образований отмечается до 35% ртути), блеклая руда (как сурьмянистые, так и мышьяковистые ее разновидности — до 22%), золото (до 16%) и пирит (до 2%). Можно назвать также минералы, где содержания ртути ниже, но все же составляют — 0,1%: галенит, антимонит и реальгар. Ртутьсодержащие разновидности этих минералов описаны в соответствующих работах, и на этом здесь останавливаться не будем.

Способность минерала концентрировать ртуть, его изоморфная емкость конечно, в первую очередь, определяет уровень содержания в нем ртути. Но при этом важное значение имеет также образование или отсутствие других минералов-концентраторов. Например, в зависимости от того, присутствует ли сфалерит в колчеданных рудах, зависит уровень концентрации ртути в пиритах. Такой материал есть у нас по молодым колчеданным месторождениям о-ва Кунашир и островов Японии. Кроме того, отчетлива тенденция накопления ртути к концу процесса формирования месторождения. Это наблюдается по целому ряду минералов: сфалериту, блеклой руде, пириту, галениту, молибдениту и т.д. Но все это — геохимические факторы локального порядка; они определяют распределение ртути в ходе процесса рудоотложения на месторождении.

Более важными представляются факторы регионального плана, и, в первую очередь, металлогеническая специализация провинций в отношении ртути. Она определяется, на наш взгляд, общепланетарным процессом дегазации ртути совместно с другими летучими из мантии и проявляется в истории развития крупных блоков Земли, когда зарождаются глубинные структуры — линеаменты, проникающие глубоко в мантию. Интенсивность дегазации во времени и по простиранию линеамента и его составляющих различна в зависимости от особенностей их развития: ослабляется ли связь с глубинами Земли или наблюдаются периоды активизации. Соответственно на протяжении длительной истории развития глубинных структур ртуть концентрируется в различной степени в разновозрастных и различных по вещественному составу эндогенных месторождениях вплоть до образования собственных месторождений, являясь, таким образом, проходящим элементом.

Это прослежено на примере ряда рудных провинций. Такова описанная нами ранее ртутоносность рудных месторождений Большого Кавказа, принадлежащих герцинской, киммерийской и альпийской эпохам рудообразования, а также альпийских газовых

Т а б л и ц а 1

Содержание ртути в некоторых молибдено-вольфрамовых месторождениях Кавказа и Забайкалья

Минерал	Содержание ртути, %	Минерал	Содержание ртути, %
Тырныаузское рудное поле		Джидинское рудное поле	
Пирротин	$4 \cdot 10^{-6} - 1,5 \cdot 10^{-5}$	Вольфрамит	$(1-6) \cdot 10^{-6}$
Арсенопирит	$8 \cdot 10^{-6} - 1,6 \cdot 10^{-4}$	Пирит	$6 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-5}$
Пирит	$9,5 \cdot 10^{-5}$	Молибденит	$1 \cdot 10^{-5}$
Молибденит	$(1,8-5,2) \cdot 10^{-5}$	Сфалерит	$2 \cdot 10^{-6} - 7,6 \cdot 10^{-5}$
Сфалерит	$(1,7-6) \cdot 10^{-5}$	Галенит	$1 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-5}$
Галенит	$2 \cdot 10^{-5}$	Халькопирит	$(1-2,4) \cdot 10^{-4}$

месторождений этой провинции (Ставропольское плато). В качестве другого, весьма неординарного примера рассмотрим западную ветвь линеамента Карпинского. Эта структура протягивается одними исследователями на запад до Исландии, другими ограничивается Среднеевропейской платформой. Учитывая высокие содержания ртути в газовых месторождениях этой части линеамента, имеющих альпийский возраст, следует выделять ее как альпийский ртутнорудный пояс. Его протяженность от газового месторождения Гронинген в Нидерландах до Остров-Велькопольски в Польше — около 900 км (фиг. 1, а). В пределах этой глубинной, длительно развивающейся структуры расположено ртутьсодержащее колчеданное месторождение Раммельсберг, а на ее предполагаемом продолжении в Ирландии — медно-серебряное месторождение Гортдрам; для обоих месторождений известна попутная добыча ртути, соответственно из цинковых и медных концентратов. Таким образом, по крайней мере со среднего девона (времени формирования колчеданного оруденения Раммельсберг) ртуть является типоморфным элементом этой провинции.

Следует отметить, что рудные месторождения, формирующиеся в связи с гранитоидным коровым магматизмом, характеризуются сравнительно низким уровнем концентрации ртути, поскольку в этом случае работают в основном коровые процессы, а доля ювенильной составляющей понижена. Это отчетливо можно видеть на примере Тырныаузского рудного поля на Кавказе и Джидинского — в Забайкалье (табл. 1).

После такого общего рассмотрения проиллюстрируем положение о металлогенической специализации рудных провинций в отношении ртути более детально на примере отдельных рудных районов. Наиболее представительный материал такого рода у нас собран по полиметаллическим, колчеданным и сурьмяным объектам. Приведем примеры как для зарубежных, так и для отечественных месторождений.

Полиметаллические месторождения в Родобах (Болгария) — Седмочисленицы и Чипровцы содержат высокие концентрации ртути (по данным В. Атанасова и наших), а полиметаллическое Маджарово и сурьмяное Черничево чрезвычайно низкие (табл. 2). Если обратиться к региональной позиции этих месторождений (фиг. 1, б), то первые два расположены в зоне долгоживущего глубинного разлома, который определяет структурный план еще Прародоп (разделял Мизийскую плиту от мегаблоков Родоп), а в Неородобах активизировался. Иная тектоническая позиция месторождений Маджарово и Черничево: они расположены в пределах стабильного блока, вне влияния крупных региональных разломов глубокого заложения.

Другой пример — рудные месторождения Финляндии. Здесь известны ртутьсодержащие полиметаллические месторождения — Виханти, Пихасалме, приуроченные к Главному сульфидному поясу (см. табл. 2). На продолжении этого рудного пояса — в пределах Швеции находится полиметаллический рудный район Скеллефт с высокими концентрациями ртути (месторождения Лангселе, Адак и др.). Руды всех этих месторождений являются объектом попутной добычи ртути. Главный сульфидный пояс контролируется линеamentом Балтийского щита — зоной региональных глубинных

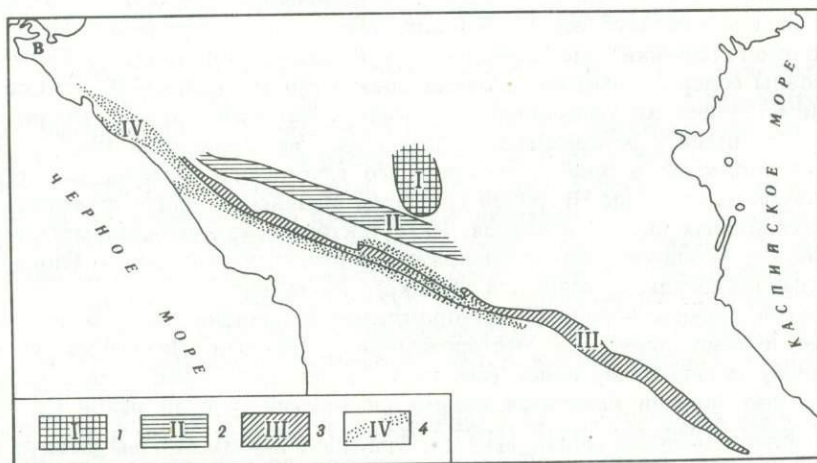
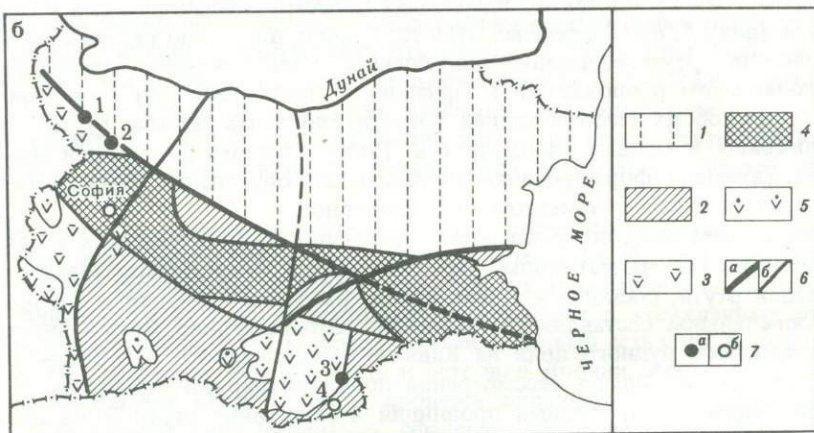
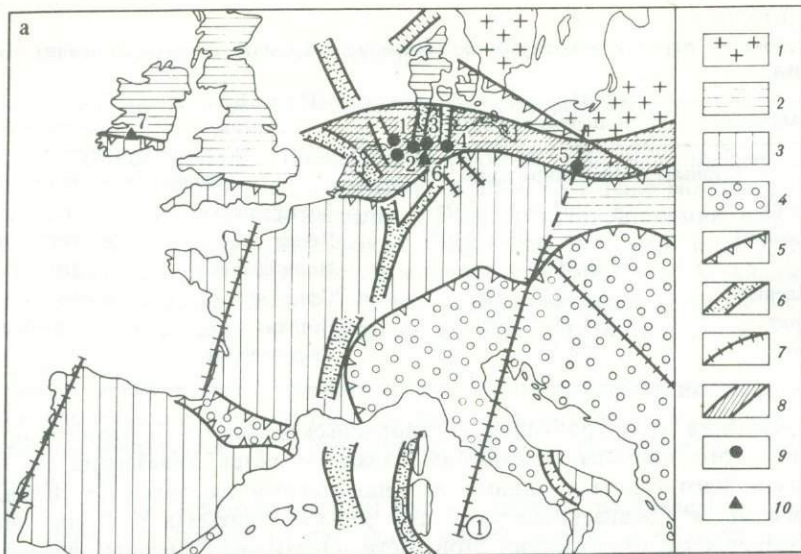


Таблица 2

Содержание ртути в минералах некоторых полиметаллических и сурьмяных месторождений Болгарии и Финляндии

Минералы, руды и рудные концентраты	Содержание ртути, в %	Минералы, руды и рудные концентраты	Содержание ртути, в %
Болгария		Финляндия	
Седмочисленицы:		в пределах Главного сульфидного пояса	
Сфалерит	$1,5 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-3}$	Виханти и Пихасалме:	
Галенит	$(1-2) \cdot 10^{-4}$	Пирит	$2,5 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-3}$
Маджарово:		Сфалерит	$2 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-2}$
Пирит	$3 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-5}$	Галенит	$1 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-3}$
Сфалерит	$3 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-5}$	Концентраты	$2,5 \cdot 10^{-4} - 1,8 \cdot 10^{-3}$
Вюртцит	$7 \cdot 10^{-5}$	за пределами Главного сульфидного пояса	
Галенит	$2 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$	Сейняйоки:	
Халькопирит	$5 \cdot 10^{-6} - 2,7 \cdot 10^{-5}$	Самородная сурьма и антимонит	$3 \cdot 10^{-6} - 2,4 \cdot 10^{-4}$
Черничево:		Руды	до $4 \cdot 10^{-6}$
Антимонит	$(1-3) \cdot 10^{-6}$		

разломов, разделяющей два крупных тектонических блока земной коры с разной историей развития. Эта зона относится к категории структур, глубоко проникающих в мантию и очевидно поставляющих ртуть из недр Земли. Как следует из геологической и металлогенической карт Финляндии, таких структур в районе сурьмяных месторождений Сейняйоки, характеризующихся низкими содержаниями ртути, нет.

Даже из этих двух примеров отчетливо видна ртутная специализация полиметаллических месторождений, приуроченных к зонам долгоживущих глубинных разломов. Но эта специализация еще более контрастно выявляется в том случае, когда эти месторождения имеют тесную пространственную связь с ртутным оруденением, которое контролируется теми же долгоживущими глубинными структурами. Это можно хорошо проиллюстрировать на примере свинцово-цинковых месторождений Донбасса, Кавказа и Южной Ферганы (табл. 3). При этом в одних случаях они связаны с ртутными месторождениями лишь структурно, но принадлежат различным металлогеническим эпохам. Так, свинцово-цинковые месторождения Кавказа образовались в киммерийскую, а ртутные в альпийскую эпоху рудообразования, но в региональном плане контролировались едиными глубинными структурами (фиг. 1, в). В других случаях они связаны также и генетически (Донбасс и др.).

Фиг. 1. Схемы размещения рассматриваемых рудных месторождений на территории Европы

а — схема размещения ртутьсодержащих газовых и полиметаллических месторождений Западной Европы

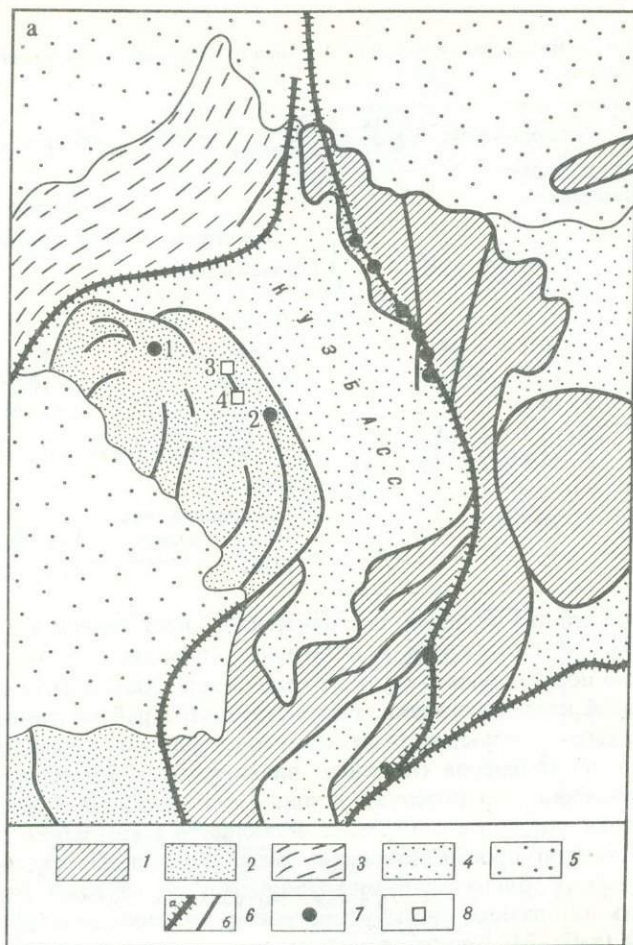
Области докембрийской (1), каледонской (2), герцинской (3) и альпийской (4) складчатости; 5 — границы между областями с разновозрастной складчатостью; 6 — Рейнско-Ливийский рифтовый пояс (по Е.Е. Милановскому); 7 — поперечные глубинные разломы (1 — Линия Брно-Гунис, по В.Е. Хаину); 8 — западная ветвь линеамента Карпинского; 9 — ртутоносные газовые месторождения (1 — Гронинген, 2 — группа месторождений Эмсланда, 3 — группа месторождений Южно-Ольденбургского и Нижнесаксонского районов, 4 — месторождения района Альтмарк, 5 — Остров — Олькопольский); 10 — полиметаллические месторождения (6 — Раммельсберг, 7 — Гортдрам).

б — схема размещения рудных месторождений Болгарии (по данным Р.Д. Стоянова)

1 — Мизийская плита; 2 — слабо переработанные Прародопы; 3 — триас-нижнемеловые комплексы; 4 — верхнемеловые и палеоценовые эффузивные и интрузивные формации; 5 — комплекс малых интрузий; 6 — зоны глубинных разломов 1-го (а) и 2-го (б) порядков; 7 — месторождения: а — полиметаллические (1 — Чипровцы, 2 — Седмочисленицы, 3 — Маджарово), б — сурьмяные (4 — Черничево)

в — схема металлогенического районирования Большого Кавказа для киммерийской и альпийской металлогенических эпох (по В.Б. Черницыну)

1 — Кавминоводский рудный район; 2 — Зеленчукский и Малкинский железорудные бассейны; 3 — Приводораздельная металлогеническая зона и Северо-Кавказский полиметаллический пояс; 4 — Южный сурьмяно-ртутно-мышьяковый пояс



Фиг. 2. Схемы размещения рассматриваемых рудных месторождений в пределах Алтае-Саянской провинции и Енисейского края

a — схема размещения рудных и колчеданно-полиметаллических месторождений в обрамлении Кузбасса (тектоническая основа, по В.А. Кузнецову)

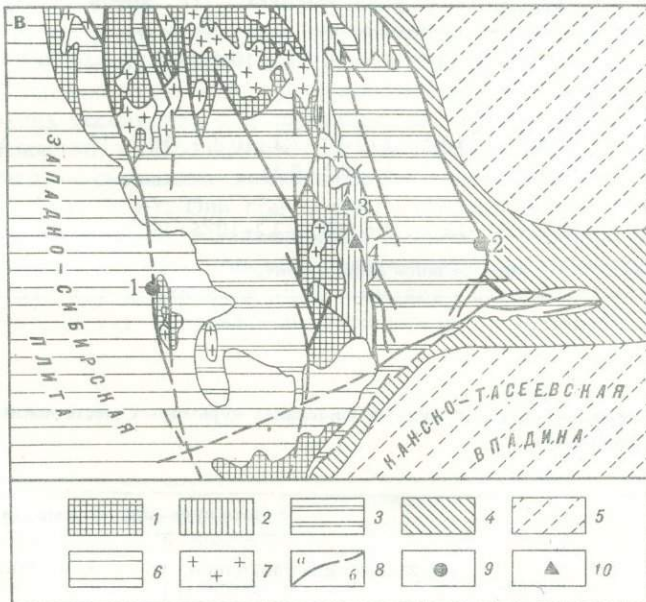
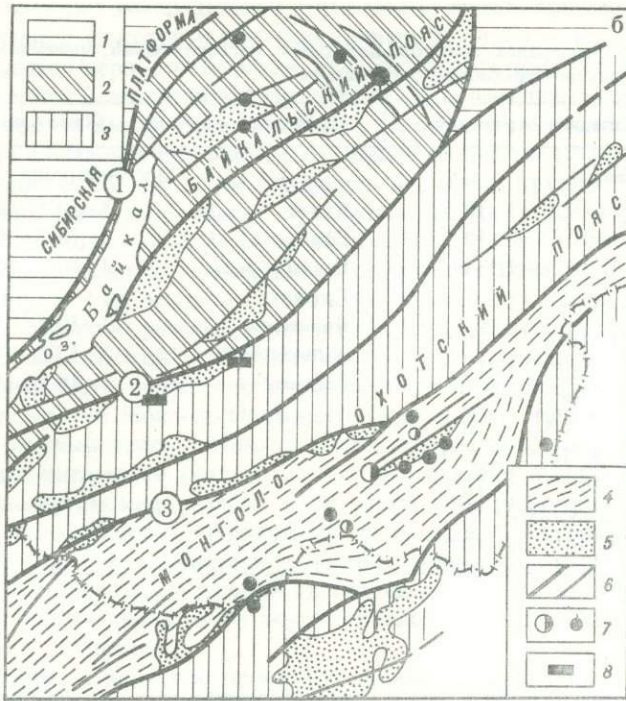
1 — зоны кембрийской складчатости или ранней стабилизации каледонид; 2 — зоны раннегерцинской складчатости; 3 — зоны герцинской складчатости Зайсанской складчатой системы; 4 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 5 — мезокайнозойские прогибы; 6 — зоны глубинных разломов (*a*), разломы меньшего значения (*b*); 7 — рудные месторождения (1 — Мавринское, 2 — Орлиногорское); 8 — колчеданно-полиметаллические месторождения (3 — Урская группа, 4 — Салаирская группа)

b — схема размещения рудных и некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений в тектонических структурах Забайкальской провинции (по данным В.А. Кузнецова, А.А. Оболенского, Э.Г. Дистанова)

1 — структуры Сибирской платформы; области байкальской (2), каледонской (3) и герцинской (4) складчатости; 5 — приразломные мезо-кайнозойские прогибы; 6 — важнейшие глубинные разломы; 7, 8 — месторождения и рудопроявления рудно-сурьмяно-вольфрамовые (7) и колчеданно-полиметаллические (8)

Разломы (цифры в кружках): 1 — краевой шов Сибирской платформы, 2 — Удино-Витимский, 3 — Монголо-Охотский, *a* — схема размещения рудных и сурьмяных месторождений Енисейского края (тектоническая основа по О.В. Вотуху)

1 — антиклинории, сложенные нижним и верхним протерозоем; 2 — поднятия, сложенные верхним протерозоем; 3 — синклинории и грабены, выполненные верхними протерозоем и палеозоем; 4 — поднятия, сложенные кембрием; 5 — синклинории и впадины, сложенные верхним палеозоем; 6 — впадины, сложенные мезозоем и кайнозоем; 7 — гранитные массивы; 8 — разломы: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; 9 — рудные месторождения (1 — Черноореченское, 2 — Мутовское); 10 — сурьмяные месторождения (3 — Удырейское, 4 — Раздольнинское)



Фиг. 2. (окончание)

Таблица 3

Содержание ртути в минералах свинцово-цинковых месторождений, имеющих тесную пространственную связь с ртутно-сурьмяным оруденением

Минералы	Содержание ртути, %	Минералы	Содержание ртути, %
	Кавказ		Южная Фергана
Пирит	$4 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-2}$	Пирит	$4 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-3}$
Сфалерит	$4 \cdot 10^{-5} - 8 \cdot 10^{-2}$	Сфалерит	$1 \cdot 10^{-3} - 0,34$
Галенит	$4 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-3}$	Блеклая руда	$1 \cdot 10^{-2} - 0,1$
	Донбасс	Галенит	$1 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-2}$
Пирит	$1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	Бурнонит	$1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-3}$
Арсенопирит	$1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	Халькопирит	$5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-3}$
Сфалерит	$2 \cdot 10^{-4} - 0,1$	Реальгар	$1 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-2}$
Блеклая руда	$8 \cdot 10^{-3} - 8 \cdot 10^{-2}$		
Галенит	$7,5 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-3}$		
Бурнонит	$8 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-2}$		
Буланжерит	$(1-5) \cdot 10^{-5}$		
Халькопирит	$4 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-4}$		

Таблица 4

Сопоставление содержаний ртути в рудных минералах колчеданных месторождений

Минералы и руды	Курильские о-ва и Япония	Южный Урал	Салаир	Бурятия (Озерное)
Пирит	$8 \cdot 10^{-6} - 7,7 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5} - 2,5 \cdot 10^{-3}$	—
Пиритовые тонко- и мелкозернистые руды	—	—	—	$8 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-5}$
Сфалерит	$2 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4} - 2,2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3} - 1*$	$3,8 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-5}$
Блеклая руда	—	$6 \cdot 10^{-2} - 0,25$	—	—
Галенит	—	—	—	$2 \cdot 10^{-5}$
Халькопирит	$(1,7-4,2) \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-5} - 2,2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5} - 2,2 \cdot 10^{-3}$	$(1-4) \cdot 10^{-5}$

*Данные К.Р. Ковалева (1972); спектральное определение.

Таблица 5

Сопоставление содержаний ртути в рудных минералах сурьмяных месторождений золото-сурьмяной и ртутной формаций

Минералы	Золото-сурьмяная формация	
	Яно-Колымская провинция	Енисейский кряж
Антимонит		
месторождения без киновари	$2 \cdot 10^{-6} - 2,4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6} - 5,6 \cdot 10^{-5}$
месторождения с киноварью	—	—
Пирит	$8 \cdot 10^{-6} - 4,4 \cdot 10^{-5}$	$(1-2) \cdot 10^{-4}$

Те же особенности в распределении ртути можно видеть при рассмотрении колчеданных месторождений. Некоторые примеры приведены в табл. 4. Из этой таблицы следует, что месторождение Озерное в Бурятии характеризуется чрезвычайно низким уровнем концентрации ртути. Если сравнить его геологическую позицию, к примеру, с месторождениями Салаира, то выявляется следующее. Металлогенетическая позиция колчеданных месторождений Салаира определяется их приуроченностью к зоне глубинных долгоживущих разломов. На фиг. 2, а изображен фрагмент крупной тектонической зоны с гипербазитами, имеющей общую протяженность более 1,5 тыс. км, описанной детально В.А. Кузнецовым и А.А. Оболенским. Разломы этой зоны в раннем палеозое контролировали размещение колчеданного оруденения Салаира с повышенными концентрациями ртути, а на поздних стадиях, в мезозое — ртутного. Таким образом, наблюдается определенное унаследование ртутной специализации в этом регионе. В то же время в Забайкальской провинции отчетлива и возрастная, и структурная разобщенность колчеданного оруденения типа Озерного и ртутно-рудных поясов: Байкальского и западной ветви Монголо-Охотского (фиг. 2, б). Структуры, контролирующие Байкальский ртутный пояс, Монголо-Охотский разлом — более крупные и глубинные, чем Удино-Витимский разлом, с которым связано колчеданное месторождение Озерное. Удино-Витимский разлом — внутригеосинклиальная структура, не сопровождающаяся проявлениями офиолитовой формации и гипербазитами, со слабо проявленной мезозойской активизацией (только блоковые движения), без ртутного оруденения. По-видимому, и уровни генерации рудного вещества были различны, и соответственно поступление ртути осуществлялось по одним тектоническим зонам и отсутствовало по другим.

Четкая картина выявляется также при сравнении сурьмяных месторождений различных типов; отмечаются резко пониженные содержания ртути в месторождениях золото-сурьмяной формации по сравнению с месторождениями, принадлежащими ртутной формации (табл. 5). Месторождения золото-сурьмяной формации развиты в участках земной коры с широко проявленным гранитоидным батолитовым магматизмом. По-видимому, в этих участках земной коры с гранитофильной металлогенезом — по терминологии В.И. Смирнова, источники рудообразования находились на более верхних этапах, чем для сурьмяных месторождений ртутной формации, которые, как известно, контролируются весьма глубинными структурами Земли. Наглядный пример — сурьмяные месторождения золото-сурьмяной формации Енисейского кряжа (фиг. 2, в). Они приурочены к Ишимбинскому разлому, входящему в Татарскую зону разломов, развивающихся в блоке докембрийских пород с гранитоидами, и связаны с древней коровой, золотоносной металлогенезом этого региона. В то же время ртутные проявления здесь отчетливо разобщены от сурьмяного оруденения; они принадлежат мезозойской металлогенезу и проявлены в более крупных

Ртутная формация			
Средиземноморский ртутный пояс		Центральноазиатский ртутный пояс	
Югославия	Италия	Южная Фергана	Забайкалье
$1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-2}$	—	$1 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-5} - 2,7 \cdot 10^{-2}$
$1 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-5} - 7,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3} - 0,1$	$2,5 \cdot 10^{-5} - 0,1$
—	—	$(6-7) \cdot 10^{-3}$	—

системах глубинных разломов, ограничивающих структуру Енисейского кряжа с запада и востока.

Столь же показательный пример — сурьмяные месторождения золото-сурьмяной формации Якутии. Месторождения контролируются системой продольных региональных разломов Яно-Колымского пояса, имеющих коровое заложение. Это следует из материалов геологической съемки, а в ряде случаев подтверждено геофизическими исследованиями (Ю.Я. Вашилов и др.). Сурьмяное оруденение развивается на фоне и в связи с золотой минерализацией, характерной для данного региона. Последняя имеет отчетливые связи с гранитоидным коровым магматизмом. Ртутное оруденение обособлено и приурочено к поперечным разломам Верхояно-Колымской провинции, активизированным в верхнем мелу-палеогене (В.И. Бергер). В том случае, когда они пересекают систему продольных разломов Яно-Колымского сурьмяного пояса, формируется сурьмяное оруденение с заметно повышенными концентрациями ртути. Таково оруденение рудопроявления Кючюс: в антимоните — 0,0n% ртути, а в сопровождающих его золоте — 4,2–15,8% и блеклой руде — 12,3%; здесь установлена также киноварь. Рудопроявление расположено в пределах поперечного Кючюсского разлома — западного продолжения разлома Улахан, контролирующего распределение ртутного оруденения значительной части Уяндино-Ясанчинского ртутного пояса. Этим же объясняется повышенная ртутноность рудопроявления Крохалиное. Содержание ртути в антимоните составляет 0,0n%. Кроме того, здесь установлен новый ртутный минерал — колымит Cu_7Hg_6 , содержащий 72,6% ртути (Э.А. Маркова, Н.М. Черницова, Ю.С. Бордаев и др.). Оно расположено в юго-восточной части Яно-Колымского пояса в участке его сочленения с крупным поперечным Буяндинским разломом. Последний разделяет участки земной коры с разным глубинным строением, ограничивает с востока распространение сурьмяного оруденения Яно-Колымского пояса и характеризуется отчетливо выраженной ртутной специализацией. Подобные примеры можно было бы продолжить.

Напомним еще один фактор, определяющий уровень концентрации ртути в эндогенных месторождениях — пострудный метаморфизм (региональный и локальный), который ведет к обеднению месторождений ртутью. Это прослежено нами совместно с В.Л. Русиновым на примере Уральской колчеданной провинции, где отчетливо наблюдается обеднение ртутью как руд в целом, так и отдельных рудных минералов — с увеличением степени метаморфизма.

Какие возможны области использования данных по ртутности рудных месторождений? В первую очередь, — это совершенствование теории рудообразования и классификации ртутных месторождений. Так, например, на основании изучения ртутности рудных месторождений на регионально-тектонической основе и детального изучения минералов-концентраторов ртути предлагается выделять медно-ртутный (блеклорудный) тип оруденения в качестве самостоятельной субформации в схеме классификации ртутных месторождений. Это оруденение является составной частью ртутных поясов и формируется в участках их пересечения или совмещения с рудными зонами медного профиля. Таковы месторождения Орд в Северной Америке, рудный район Пунитак в Южной Америке, Рудняна в Чехословакии, Тепар в Средней Азии, Кульпульней на Северо-Востоке СССР и др. Ртутные блеклые руды в таких месторождениях наряду с киноварью являются главными ртутными минералами, а иногда и преобладают. Некоторые блеклорудные месторождения по запасам являются весьма крупными ртутными объектами, и из них производится промышленная добыча ртути, соответствующая таковой в собственно ртутных месторождениях.

Вторая область использования данных по ртутности эндогенных месторождений — развитие ртутметрического метода поисков сульфидных месторождений. Приведем один пример такого использования. Вследствие пострудного метаморфизма рудные тела и сопровождающие их ртутные ореолы обедняются ртутью, возможно, до значительного сокращения ореола. Это обстоятельство следует иметь в виду при использовании ртутметрического метода поисков в пределах щитов и других районов, где широко проявился пострудный, особенно высокотемпературный метаморфизм.

Третья важная область использования данных по ртутоносности минералов эндогенных месторождений — попутная добыча ртути из руд месторождений различных минеральных типов, в первую очередь, имея в виду охрану окружающей среды. По результатам наших исследований для этой цели можно рекомендовать неметаморфизованные и слабометаморфизованные колчеданные месторождения Южного Урала. Полученные данные могут быть использованы и в более общем плане: исходя из региональной геологической позиции месторождений, можно с определенной долей вероятности прогнозировать уровень их ртутоносности и соответственно оценивать возможность попутного извлечения из них ртути.

УДК 553.065

Л.М. ЛЕБЕДЕВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Исследованиями современного гидротермального минералообразования, проводившимися в пределах гидротермальных систем Челекена, кальдеры Узона, а также вулканов Менделеева, Головнина, Эбеко и других было установлено, что образование сульфидных минералов происходит в результате сопряженной разгрузки металлоносных и сероводородсодержащих вод (или сероводородсодержащих газовых струй).

Как правило, разгрузка металлоносных и сероводородсодержащих вод (газов) связана с различными системами. Представляет определенный интерес рассмотрение особенностей минералообразования в очагах автономной разгрузки металлоносных рассолов и вод и в условиях сопряжения их с сероводородными водами или газовыми струями.

Наиболее ярко эти особенности проявились в гидротермальных системах вулкана Менделеева и п-ова Челекена.

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ НА ВУЛКАНЕ МЕНДЕЛЕЕВА

На вулкане Менделеева в настоящее время проявляется газогидротермальная деятельность, особенно значительная в пределах северо-восточного сегмента его постройки. После внедрения дацитовых магм в зонах кольцевого разлома и формирования экструзивного купола, возраст которого оценивается в 4 тыс. лет, в различных участках этого разлома образовались воронки взрыва, ставшие мощными очагами разгрузки сульфатно-хлоридных гидротерм. В результате активной гидротермальной деятельности в пределах указанных очагов сформировались три сегмента поверхностного и подземного стока кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных гидротерм. Характерной особенностью северо-восточного сегмента стока этих вод является их сопряжение с газовыми струями в районе, прилегающем к кольцевому разлому, и наличие очагов разгрузки аналогичных вод, приуроченных к автономным зонам трещиноватости и лишенных какого-либо влияния на них сероводородсодержащих газовых струй (источники Нижнемеленделеевские, Верхне- и Нижнедокторские). Особенности состава этих вод, отобранных в жерловинах источников и с глубины 45 и 75 м в скважине 30-а, пробуренной в районе этих источников, показаны в табл. 1. Из приведенных данных видно, что в качественном отношении исследованные растворы близки между собой, но термальные воды более глубоких трещинных зон (ан. 3 и 4) по сравнению с близповерхностными (ан. 1 и 2) характеризуются повышенной минерализацией и более высоким содержанием рудных компонентов — железа, цинка, свинца, меди, кадмия, сурьмы, мышьяка и таллия. Большая часть указанных компонентов находится в растворах преимущественно в катионной форме; для мышьяка и сурьмы преобладающими формами нахождения являются анионные гидроксокомплексы [1].

Таблица 1

Химический состав сульфатно-хлоридных гидротерм поверхностного и подземного стока, мг/л

Компоненты	1	2	3	4
H ⁺	24,10	19,10	11,10	14,92
Li ⁺	0,80	1,00	0,80	0,84
Rb ⁺	0,31	0,36	0,36	0,33
Cs ⁺	0,12	0,10	0,14	0,12
K ⁺	59,38	67,60	97,37	100,00
Na ⁺	514,00	623,80	890,00	890,00
NH ₄ ⁺	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Ca ²⁺	137,83	127,45	211,78	185,95
Mg ²⁺	57,07	65,96	82,54	87,77
Sr ²⁺	не опр.	не опр.	0,34	0,31
Ba ²⁺	не опр.	не опр.	0,25	0,29
Mn ²⁺	11,62	12,58	23,24	21,98
Fe ²⁺	95,00	89,00	710,84	625,00
Fe ³⁺	0,70	0,93	не опр.	не опр.
Al ³⁺	29,63	28,57	36,80	31,40
Zn ²⁺	3,20	3,60	4,60	4,60
Pb ²⁺	0,36	0,20	1,00	0,80
Cu ²⁺	0,03	0,008	1,00	0,75
Cd ²⁺	0,02	не опр.	0,080	0,082
Tl	следы	0,011	0,014	0,005
Сумма катионов	934,22	1045,269	2072,25	1965,16
Cl ⁻	1467,60	1580,76	2219,17	2226,26
Br ⁻	не опр.	не опр.	6,10	6,52
F ⁻	2,70	2,90	6,20	6,08
J ⁻	не опр.	не опр.	0,58	0,61
HSO ₄	669,30	483,06	596,55	721,68
SO ₄ ²⁻	807,36	761,28	1516,80	1404,48
H ₂ PO ₄ ⁻	4,64	4,64	не опр.	не опр.
Сумма анионов	2951,60	2832,64	4345,40	4365,63
H ₃ BO ₃	128,63	107,43	154,37	145,06
H ₄ SiO ₄	385,31	341,69	548,00	538,00
H ₃ AsO ₃	5,07	5,90	4,25	5,10
H ₃ SbO ₃	0,032	0,027	0,114	0,156
Общая минерализация	4404,842	4332,045	7124,38	7019,11

Аналитик И.Б. Никитина

1 — источник № 2 Нижнеменделеевской группы; 2 — источник "Провальный колодец" Верхнедокторской группы; 3 — скв. 30-а, проба отобранная с глубины 45 м; 4 — скв. 30-а, проба отобранная с глубины 75 м.

В условиях поверхностного стока и циркуляции в приповерхностных нарушенных зонах сульфатно-хлоридные гидротермы характеризуются значениями pH от 1,7 до 2,2, Eh от +400 до +550 мВ и температурой от 50 до 90°С.

В указанных условиях происходит отложение ярозита, образующего неправильную сеть прожилков в вулканокластических породах, мощные натечные коры в очагах поверхностной разгрузки этих гидротерм, а также рыхлые тонкокристаллические, слабо расслоенные осадки в грифонах, озерах и руслах источников. Особенности состава современного ярозита, отлагающегося в одном из источников (№ 3) Нижнеменделеевской группы, приведены в табл. 2.

Характерным для новообразованного ярозита является присутствие повышенных

Таблица 2

Химический состав современного ярозита

Компоненты	Вес. %	В пересчете на 100%	Молекулярные	Компоненты	Вес. %	В пересчете на 100%	Молекулярные
SiO ₂	6,60	—	—	Na ₂ O	0,40	0,43	6,9
TiO ₂	<0,01	—	—	K ₂ O	7,37	7,87	83,5
Al ₂ O ₃	0,65	0,69	6,8	Li ₂ O	0,001	0,001	—
Fe ₂ O ₃	42,57	45,48	285	Rb ₂ O	0,0018	0,0018	—
FeO	<0,05	—	—	Cs ₂ O	0,0004	0,0004	—
MnO	0,005	—	—	H ₂ O ⁻	0,10	0,11	8,8
MgO	0,011	—	—	H ₂ O ⁺	10,24	10,94	608
CaO	0,020	—	—	SO ₃	29,18	31,18	390
PbO	3,02	3,22	14	AsO ₃	0,14	0,15	1,3
				Сумма	100,29	100	—

Аналитик И.Б. Никитина

количеств свинца и постоянная механическая примесь коллоидного кремнезема, осаждающегося с ярозитом. В некоторых источниках с образующимся ярозитом ассоциирует скородит. При более низких температурах и повышении значений pH — с 2,6 и выше, происходит образование ферригидрита.

Таким образом, в условиях поверхностного стока, при отсутствии сероводородного заражения, из сульфатно-хлоридных термальных вод выделяются значительные количества железа и кремния, а также заметные — свинца и мышьяка, в виде сульфатов, арсенатов и окислов.

Иная картина минералообразования наблюдается в зонах сопряженной разгрузки металлоносных сульфатно-хлоридных гидротерм и газовых струй, содержащих сероводород, в области кольцевого разлома. Разгрузившиеся здесь термальные воды пронизывались многочисленными газовыми струями, в составе которых значительную роль играл сероводород. На поверхности выходы этих струй в настоящее время представлены группами сольфатар. Основными компонентами сольфатарных газов северо-восточного поля являются углекислый газ и сероводород. Количество последнего достигает 40% (объемных), кроме того, в них отмечается присутствие селена ($2 \cdot 10^{-3}\%$), представленного селенистым водородом.

В зонах сопряжения создается стабильная область сероводородного заражения, что и обуславливает выделение рудных компонентов из растворов в воде простых и сложных сульфидов.

Длительная (около 3,5 тыс. лет) разгрузка металлоносных сульфатно-хлоридных гидротерм в указанных зонах северо-восточного сегмента стока привела к формированию колчеданной залежи. Она охватывает верхнюю половину указанного сегмента, составляя по площади около 6 км², распространяясь на глубину до 195 м. В вертикальном плане залежь характеризуется чередованием опалитизированных и алунитизированных вулканокластических пород, в большей или меньшей степени обогащенных дисульфидом железа, с прослоями и линзами массивных колчеданов. Основными минералами колчеданных руд являются пирит и марказит. Им сопутствуют в приповерхностной части залежи галенит и сфалерит, а в более глубоких горизонтах — халькопирит, энаргит и люцит. Особенности химического состава главных рудных минералов колчеданной залежи приведены в табл. 3.

Характерной примесью в дисульфиде железа является селен, изоморфно замещающий серу, в отдельных пробах из различных участков залежи в них отмечаются примеси цинка, серебра, меди, золота, теллура и палладия в количествах, не превышающих сотые доли процента. Для галенита характерны примеси селена и сурьмы, а в энаргите и люците отмечается повышенное содержание сурьмы и заметное — серебра.

Таблица 3

Химический состав рудных минералов колчеданной залежи Северо-Восточного сегмента, вес. %

Компонент	Пирит	Галенит	Энарцит	Люционит	Халькопирит
Pb	—	87,62	—	—	—
Ag	—	не обн.	0,11	0,05	—
Cu	0,02	—	48,59	48,75	33,52
Fe	46,28	—	0,06	0,03	30,25
Ni	0,01	—	—	—	—
V	0,01	—	—	—	—
Sb	—	0,08	3,42	3,34	—
As	—	не обн.	16,80	17,30	—
Se	0,03	0,40	—	—	—
S	52,15	13,44	31,13	31,51	33,17
Сумма	98,50	101,54	100,11	100,98	96,94
Аналитик	А.И. Цепин		Т.И. Голованова		А.И. Цепин

Таким образом, в зонах сопряженной разгрузки газовых струй (с сероводородом) и металлоносных сульфатно-хлоридных гидротерм, из растворов выделяются практически все рудные компоненты в виде сульфидов и сульфосолей. При этом основные рудные компоненты (железо, цинк, медь, свинец, мышьяк) выделяются из растворов с образованием самостоятельных минеральных фаз, а рудные аксессуары растворов и газов (сурьма, серебро, кадмий, таллий, палладий и селен) входят в состав изоморфных примесей этих минералов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ НА ЧЕЛЕКЕНЕ

Процессы минералообразования, связанные как с автономной разгрузкой металлоносных рассолов, так и сопряженной с сероводородными водами ярко проявляются в пределах Челекенской гидротермальной системы.

Челекенская антиклинальная структура сложена преимущественно песчано-глинистыми отложениями красноцветной толщи плиоцена. К верхней части этой толщи приурочены многочисленные горизонты термальных металлоносных рассолов. В среднем и нижнем отделах локализуются гидрокарбонатно-натриевые воды и газо-нефтяные залежи. Нефти и нефтяные газы содержат повышенные количества сероводорода.

В нарушенных зонах структуры происходит интенсивная дегазация газо-нефтяных залежей и проникновение газовых струй с сероводородом в верхние структурные этажи красноцветной толщи с образованием зон локального сероводородного заражения в вышезалегающих водоносных горизонтах. Содержание сероводорода в термальных рассолах из указанных зон варьирует от 10 до 30 мг/л.

В силу присутствия в пределах структуры многочисленных водоносных горизонтов с различными типами вод (хлоридные Na-Ca-рассолы, бикарбонатно-натриевые, сульфатные и сероводородные) процессы минералообразования, обусловленные их сопряженной разгрузкой, весьма многообразны. В данной работе остановимся лишь на особенностях минералообразования связанного с автономной и сопряженной с сероводородными водами разгрузкой металлоносных рассолов.

Как известно [2], термальные рассолы Челекена характеризуются значительной минерализацией (до 300 г/л) и высокими содержаниями рудных компонентов, (в мг/л): Fe от 7 до 25; Pb от 10 до 200; Cu от 1,5 до 15; Zn от 2 до 9; Cd от 0,5 до 6; Tl от 0,1 до 3; As до 1; Mo до 0,3; Sb до 0,02; Bi и Ag — следовые количества. В условиях высокой хлоридности растворов, значений pH, варьирующих от 5,7 до 6,2, и Eh от +60 до +120 мВ и температур 80–100°C, вышеуказанные рудные компоненты находятся в форме анионных хлоридных комплексов типа $MeCl_3 - MeCl_2^-$.

Разрушение присводовой части Челекенской антиклинальной структуры эрозийными процессами обусловило раскрытие водовмещающих горизонтов верхней части красноцветной толщи и возникновение очагов поверхностной разгрузки термальных металлоносных рассолов. В процессе поверхностного стока этих рассолов на юго-восточных и северо-западных склонах возвышенности Чокрак сформировалась система ручьев, в русловых отложениях которых отмечаются скопления минералов из группы оксихлоридов свинца, меди и серебра, кристаллизовавшихся из вышеуказанных термальных рассолов.

В условиях поверхностного стока рассолов значительно повышается их окислительно-восстановительный потенциал (E_h) до +400—+480 мВ и, в меньшей степени, значение рН. Хлоридные комплексы свинца и меди, устойчивые в рассолах, при значениях E_h от +60 до +120 мВ, при повышении E_h переходят в хлоргидрокоомплексы. Растворимость последних уменьшается, по-видимому, с повышением значений рН, обусловленным подпиткой рассольных ручьев бикарбонатно-натриевыми водами, и они выделяются из раствора в виде следующих минеральных фаз: атакамита и паратакамита $Cu_2Cl(OH)_3$, болеита $Pb_3Cu_3AgCl_7(OH)_6$, псевдоболеита $Pb_6Cu_4Cl_{10}(OH)_8 \cdot 2H_2O$, куменгита $PbCuCl_2(OH)_2$, диаболита $Pb_2CuCl_2(OH)_4$, лаврионита $PbCl(OH)$. Особенности химического состава основных минералов этой группы отражены в табл. 4. В качестве изоморфных примесей в проанализированных фазах присутствуют в небольших количествах цинк и, в ничтожных, железо. Все указанные выше минералы, образуя рудопроявления, приуроченные к отложениям палеоаллювиальной фации четвертичного возраста, постоянно ассоциируют с гипсом и гётитом (иногда с примесью гематофанита).

В условиях поверхностного стока металлоносных рассолов и при отсутствии сероводородного заражения¹ из них выделяются большие количества меди и свинца, заметные — серебра и железа, преимущественно в виде оксигалогидных соединений. Отмечающийся гётит, вероятнее всего, является продуктом разложения хлорного железа. При этом в растворе из главных рудных компонентов остаются цинк, кадмий, а также акцессории растворов (помимо серебра).

Следует отметить, что в процессе техногенной автономной разгрузки металлоносных рассолов, в скважинах, в резко восстановительных условиях ($E_h = -200 - -240$ мВ²), обусловленных присутствием углеводородов и водорода, отлагаются самородные свинец, медь и серебро.

В условиях сопряженной с сероводородсодержащими водами разгрузки металлоносных рассолов, наблюдающейся в настоящее время в различных технических сооружениях Челекенского месторождения, при температурах, варьирующих от 50 до 70°С, и значениях: рН от 5,8—6,2 и E_h от +90 до +115 мВ, образуются разнообразные сульфиды железа, сфалерит, гринокит и, в незначительных количествах, галенит. В табл. 5 приведены данные по химическому составу некоторых сульфидов, отлагающихся в вышеуказанных условиях. Характерными элементами примесей в сульфиде железа являются таллий и мышьяк. Особенно высокое содержание их отмечается в мельниките и обусловлено, по-видимому, включениями тонкодисперсных фаз лорандита и рагинита. Сфалерит характеризуется исключительно высоким содержанием кадмия, достигающим иногда более 10%. Его присутствие связано с включениями мельчайших таблитчатых кристалликов гринокита [2]. Кроме того, в сфалерите отмечается также повышенное содержание свинца, обусловленное включениями высокодисперсного галенита. Для более редко встречающегося галенита характерно присутствие изоморфных таллия, висмута, сурьмы и следовых количеств серебра.

Таким образом, в процессе сопряженной разгрузки из металлоносных рассолов

¹ В отдельных рудопроявлениях отмечается присутствие пирита, образование которого связано со скоплениями растительной органики в палеорусле.

² По А.В. Зотову. Данные получены с помощью погруженного потенциометрического зонда (устное сообщение).

Т а б л и ц а 4

Химический состав оксихлоридов свинца и меди, вес. %

Компонент	Атакамит	Болеит	Псевдоболеит	Куменгит	Диаболеит
Pb	2,13	54,97	53,64	55,03	5,57
Ag	0,02	5,11	2,49	не обн.	Не обн.
Cu	56,82	14,29	14,05	16,49	10,41
Zn	0,04	—	0,10	0,61	0,08
Fe	Не обн.	—	—	Не обн.	0,03
Cl	16,73	21,64	20,40	18,79	12,24
O	11,00	3,57	3,51	4,26	5,30
H ₂ O [±]	13,09	4,07	5,61	4,87	6,20
Сумма	99,88	103,65	99,80	100,05	99,83
Аналитик	А.И. Цепин				

Т а б л и ц а 5

Химический состав рудных минералов, образующихся в процессе сопряженной разгрузки металлоносных и сероводородсодержащих рассолов, вес. %.

Компонент	Макинавит	Мельниковит	Пирит	Сфалерит	Галенит
Fe	62,34	55,12	45,86	2,09	0,12
Zn	—	—	0,03	54,28	—
Pb	—	—	—	6,94	84,87
Cd	—	—	—	5,67	—
Tl	0,05	4,37	0,94	Не опр.	0,13
Bi	—	—	—	—	0,29
Sb	—	—	—	—	0,27
As	0,29	0,77	0,31	—	—
Ag	—	—	—	—	Сл.
S	37,15	39,90	52,35	30,31	13,15
Сумма	99,83	100,16	99,49	99,29	98,83
Аналитик	А.И. Цепин				

в виде сульфидных фаз выделяются Fe, Zn, Cd, Tl, As и незначительное количество Pb, а также акцессории — Sb и Bi. Основные количества свинца и меди остаются в растворе, т. е. именно те компоненты, которые удалялись из рассолов при их поверхностной разгрузки, кристаллизуясь в виде оксихлоридов. Подобное явление объясняется, по-видимому, большей устойчивостью анионных хлор-комплексов свинца и меди по сравнению с аналогичными комплексами железа, цинка и кадмия.

При сопоставлении процессов минералообразования, протекающих в условиях автономной и сопряженной с сероводородсодержащими водами (или газами) разгрузкой металлоносных сульфатно-хлоридных растворов, вулкана Менделеева и хлоридных кальциево-натриевых рассолов Челекена, отмечаются определенные черты сходства этих процессов. При автономной поверхностной разгрузке как сульфатно-хлоридных гидротерм, так и хлоридных кальциево-натриевых рассолов из них кристаллизуются соединения типа сульфатов, арсенатов и оксихлоридов. В обоих случаях элементы-акцессории, как и ряд основных рудных компонентов, удерживаются в растворе. При сопряженной разгрузке в участках сероводородного заражения происходит образование сульфидов, в которых в качестве изоморфных примесей фиксируются акцессории растворов.

Отмечаются и некоторые отличия, связанные с особенностями минерализации растворов, а следовательно, различными формами нахождения рудных компонентов в них.

Преобладание катионных форм этих компонентов в сульфатно-хлоридных гидротермах вулкана Менделеева предопределяет полноту их выделения из раствора в зонах сероводородного заражения. В высококонцентрированных рассолах рудные компоненты находятся в форме анионных хлор-комплексов, и их осаждение в виде сульфидов определяется константами нестойкости указанных комплексов, различными для различных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зотов А.В. Ярозит в осадках термальных вод о. Кунашир. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970, с. 165–187.
2. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 261 с.

УДК 550.4

А.И. ПЕРЕЛЬМАН, Е.Н. БОРИСЕНКО, А.Е. САМОНОВ

ПАЛЕОГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ СССР

Геохимия, как и другие науки о Земле, является наукой естественно-исторической. Подобное понимание ее предмета утвердилось уже при зарождении нашей науки, в трудах ее основателей — В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана [3, 11, 12, 13]. В последние десятилетия историко-геохимический подход приобрел большое значение в трудах, посвященных не только собственно геохимическим вопросам, но и геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, литологии. Много внимания уделял этой проблематике и основатель Отдела геохимии ИГЕМ АН СССР А.А. Сауков [9].

Таким образом, историко-геохимический анализ является традиционным в работе геохимиков ИГЕМ, он широко используется и в исследованиях по геохимии ландшафта. В последние годы возникла проблема палеогеохимии ландшафтов СССР. Была разработана методика составления особых "палеогеохимических ландшафтных карт", на которых показываются типы геохимических ландшафтов прошлых геологических эпох, геохимические особенности их вод, типоморфные элементы, геохимические барьеры, классы геохимических аномалий, парагенные ассоциации элементов [7]. При палеогеохимическом анализе особенно большое значение придается реконструкции геохимических барьеров. Решение этого вопроса тесно связано с геохимической систематикой природных вод. В геохимии ландшафта воды — главнейшая среда миграции химических элементов. Определяющее влияние на их миграцию оказывают окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия вод. По этим параметрам выделяется 12 классов вод и соответственно 12 основных классов геохимических ландшафтов (табл. 1) [4, 5]. Так, различаются сернокислые, кислые, кислые глеевые и прочие ландшафты, а также различные переходные классы. Один и тот же класс может быть характерен для разных типов (например кислая тайга и кислые влажные субтропики).

Геохимическими барьерами называются такие участки ландшафта, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и как следствие — их концентрация. Некоторые классы барьеров могут быть установлены на основе анализа табл. 1. Так, в результате резкой смены восстановительных условий на окислительные возникает кислородный барьер (А), для которого особенно характерны аккумуляции Fe, Mn, Co. Если кислородные воды встречают восстановительную среду, то возникает сероводородный (В) или глеевый (С) барьер. В результате смены кислых условий щелочными в местах резкого повышения рН формируется щелочной барьер (D).

Концентрация элементов на барьерах зависит, с одной стороны, от класса барьера, а с другой, — от вод, поступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов построена систематика типов концентрации элементов [5, 6]. Каждый тип обозначается индексом, включающим символ барьера и класс вод, поступающих к барьеру (Аб, В1 и т. д.).

Таблица 1

Основные геохимические классы вод и ландшафтов по окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным условиям

Щелочно-кислотные условия вод	Окислительно-восстановительные условия вод		
	Воды с окислительной обстановкой	Воды с восстановительной обстановкой без H_2S (глеевые)	Воды сероводородные и сульфидные
Сильнокислые, pH < 3	1. Сильнокислые кислородные (H^+ , SO_4^{2-})*	5. Сильнокислые глеевые (H^+ , SO_4^{2-} , Fe^{2+})	9. Сильнокислые сероводородные (H^+ , SO_4^{2-} , H_2S)
Слабокислые, pH 3–6,5	2. Слабокислые кислородные (H^+)	6. Слабокислые глеевые (H^+ , Fe^{2+})	10. Слабокислые сероводородные (H^+ , H_2S)
Нейтральные и слабощелочные, pH 6,5–8,5	3. Нейтральные и слабощелочные кислородные (Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-})	7. Нейтральные и слабощелочные глеевые (Ca^{2+} , Fe^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-})	11. Нейтральные и слабощелочные сероводородные (Ca^{2+} , Na^+ , H_2S , HS^-)
Сильнощелочные содовые, pH > 8,5	4. Содовые кислородные (Na^+ , OH^- , SiO_2)	8. Содовые глеевые (Na^+ , OH^- , SiO_2)	12. Содовые сероводородно-сульфидные (Na^+ , OH^- , HS^-)

*В скобках приведены типоморфные элементы и ионы.

В Отделе геохимии рудных месторождений палеогеохимические ландшафтные карты составлены для четырех эпох: конца пермского периода (татарский век), конца мелового периода (маастрихт), начала миоцена и эпохи максимального оледенения четвертичного периода. Карты составлены в масштабе 1 : 7500000 и охватывают всю территорию СССР. При составлении карт использовались различные литературные источники, а также материалы личных исследований авторов по Русской платформе, Казахстану, Средней Азии, Забайкалью и другим районам СССР. Важнейшим литературным источником был "Атлас литолого-палеогеографических карт СССР" [1], содержащий чрезвычайно ценную информацию о былом рельефе, литологии континентальных отложений, вулканизме, гидрографии, частично о растительном покрове. Все эти данные были осмыслены с позиций геохимии ландшафта, выражены с помощью ее понятийного аппарата. Важное значение имели также труды, посвященные геологической истории и палеогеографии отдельных регионов, а также труды по палеоклиматологии и палеоботанике. Подробно методика составления палеогеохимических ландшафтных карт освещена в ранее опубликованной статье [7].

Прикладное значение палеогеохимических ландшафтных карт связано с их использованием для прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Зная геохимические особенности прошлых эпох, характерные для них геохимические барьеры, нетрудно установить и типы экзогенных рудных месторождений, характерные для этих эпох, а также места локализации руд. Эти вопросы могут решаться как для сингенетических месторождений, формирующихся в речных долинах, на дне озер, болот, в коре выветривания, так и для эпигенетических, руды которых приурочены к водоносным горизонтам.

Многие, ныне существующие рудные месторождения были выведены на земную поверхность десятки и даже сотни миллионов лет назад. С тех пор они частично эродировались, руды окислялись, выщелачивались, захоронялись. В континентальных отложениях прошлых эпох формировались вторичные ореолы рассеяния — важные поисковые признаки месторождений. Поэтому для повышения эффективности геохимических методов поисков рудных месторождений необходимо знать геохимическую историю разрушения месторождений, в частности, историю формирования вторичных ореолов рассеяния. Эта история может быть достаточно сложной. Так, некоторые руд-

ные месторождения Казахской складчатой страны были вскрыты эрозией еще в начале юрского периода, когда их выходы подверглись процессам окисления и кислотного выщелачивания. Это была эпоха формирования влажнотропических ландшафтов с мощной каолиновой корой выветривания. Процессы кислотного выветривания и выщелачивания в дальнейшем повторялись неоднократно, как например, в середине мелового периода, в палеоцене и олигоцене. В неогене в этих районах господствовали ландшафты саванн и бывшие зоны окисления подверглись засолению, они обогатились Mo, Sr, отчасти Cu, Ag и другими металлами.

В середине четвертичного периода в Северном и Центральном Казахстане широко была распространена многолетняя мерзлота, также оказавшая большое влияние на геохимию зоны окисления. Во все рассмотренные периоды формировались континентальные отложения, которые в пределах рудных полей были обогащены индикаторными элементами (вторичные ореолы). При этом геохимия континентальных отложений влажных тропиков мезозоя сильно отличалась от геохимии отложений саванн миоцена или холодных мерзлотных степей четвертичного периода. Понятно, что и парагенные ассоциации элементов в этих отложениях были разными, различались и вторичные ореолы рассеяния. Отсюда следует вывод, что при оценке выходов рудных месторождений, оценке геохимических аномалий в континентальных отложениях, необходимо учитывать геохимическую историю месторождений на земной поверхности, т. е. палеогеохимию ландшафтов.

Для решения практических вопросов, особенно для прогнозирования рудных месторождений, необходимы палеогеохимические ландшафтные карты масштаба 1 : 500000 и крупнее. Мелкомасштабные карты полезны для общей ориентировки и прогнозирования рудных районов и провинций. Методика составления крупномасштабной карты принципиально та же, что и мелкомасштабной.

Четыре упомянутые выше палеогеохимические ландшафтные карты охватывают большой интервал времени — свыше 200 млн. лет, в связи с чем выводы, полученные на основе их анализа представляют определенный интерес. Прежде всего устанавливается, что основная закономерность размещения ландшафтов в прошлом была той же, что и в современную эпоху. Это — зональность, открытая В.В. Докучаевым. Однако зоны и их границы в прошлые периоды существенно отличались от современных. Так в конце пермского периода ландшафтные зоны располагались субмеридиально по отношению к современному полюсу. На территории европейской части СССР, Среднего и Южного Урала, Казахстана, Средней Азии, Кавказа и Закавказья господствовали аридные ландшафты — пустыни и полупустыни. Преобладали кальциево-натриевый, хлоридно-сульфатный и содовый классы водной миграции элементов. Граница аридной зоны проходила через верховья Подкаменной Тунгуски, Байкал и верховья Амура. Пермские аридные ландшафты существенно отличались от современных. В них шло интенсивное образование мощных красноцветных толщ. Существуют представления, что атмосфера в то время была относительно влажной, количество водяных паров превышало современное в 3—4 раза, а годовая сумма осадков была не меньше 500 мм [10].

На территории Восточной Сибири господствовали умеренногумидные ландшафты — кордаито-гинкгово-хвойная тайга. Они характеризовались кислым, кислым-глеевым и переходным от кислого к кальциевому классами водной миграции элементов.

В конце мелового периода — в маастрихте в южной половине европейской части СССР, на большей части Казахстана и в Средней Азии господствовали тропические саванны. Севернее располагалась широкая зона влажных тропиков и субтропиков, на севере Восточной Сибири сменявшаяся лесными ландшафтами с умеренным климатом.

В начале миоцена для большей части территории СССР были характерны лесные ландшафты с умеренным климатом, содержащие многочисленные субтропические элементы во флоре (см. фиг.). На юге Дальнего Востока — в Приамурье и Приморье были настоящие влажные субтропики. Аналогичные ландшафты были на юге Украины

и на Кавказе. На обширных пространствах Казахстана и Средней Азии преобладали саванны, в Средней Азии и Южном Казахстане — красноцветные.

Коренным образом геохимия ландшафтов изменилась в четвертичном периоде, особенно в эпоху максимального оледенения, около 200 тыс. лет назад. На территории европейской части СССР и Сибири было покровное оледенение, которое достигало широт Днепрпетровска, Саратова, Тобольска. У подножия ледников сформировались ландшафты тундро-степей, полярных пустынь и арктических тундр, которые к югу заменились почти сплошной полосой мерзлотных перигляциальных степей, в которых накапливались лёссы и лёссовидные отложения. Были в эту эпоху и таежные ландшафты. В Южном Казахстане и Средней Азии также похолодало, но там преобладали аридные ландшафты.

Характер зональной структуры территории СССР на протяжении последних 200 млн. лет, т. е. с конца палеозоя, свидетельствует, что в геологическом отношении это пространство представляло собой единое целое. Это как будто бы противоречит положениям новой глобальной тектоники ("тектоники плит") или, во всяком случае, свидетельствует, что вся территория СССР представляла собой одну плиту.

Характерная особенность палеогеохимии ландшафтов СССР — существование "вымерших" ландшафтов, отсутствующих в современном ландшафтном покрове нашей планеты. Это связано со многими причинами и, в частности, с необратимой эволюцией атмосферы. Так, по расчетам М.И. Будыко в течение всего фанерозоя содержание CO_2 в атмосфере было значительно выше современного (0,03%) и в мезозое превышало 0,2%. Только в четвертичном периоде произошло резкое уменьшение содержания CO_2 . Богатство атмосферы углекислым газом определило развитие теплых климатов в мезозое и палеогене (субтропическая флора на севере Сибири), усиление выветривания, карстообразования и других процессов. С этих позиций необходимо анализировать и специфику рудообразования того времени и специфику образования ореолов рассеяния. Таким образом, влажные субтропики и умеренные лесные дочетвертичные ландшафты в геохимическом отношении могли существенно отличаться от современных ландшафтов, хотя и относились к тем же типам. Полностью "вымершими" являются ландшафты тундро-степей эпохи максимального оледенения, красноцветные ландшафты, последние представители которых "вымерли" в конце неогена.

Нами изучалась геохимия красноцветных ландшафтов верхней перми Приуралья, мела и палеогена Средней Азии, миоцена Туранской низменности. Было установлено, что для многих ландшафтов этих эпох были характерны сильнощелочные содовые воды, миграция алюминия и кремнезема, синтез палыгорскита, накопление доломита в озерных илах, подвижность специфической группы микроэлементов: Be, Sc, Y и TR его группы, Cu, Zn, Ti, Ag, Zr и т. д. [4–8]. Изучение этих вопросов нам представляется весьма актуальным в связи с поисками на территории СССР месторождений давсонита, формирование которых по представлениям авторов связано с содовой миграцией.

В прошлые геологические эпохи значительно шире чем в современную был развит континентальный вулканизм. Если в настоящее время с его проявлением мы сталкиваемся только на Камчатке и Курилах, то в конце перми он был распространен в Средней Азии и Казахстане. Общая мощность эффузивов здесь часто превышает 1000 м. На Сибирской платформе в это же время началось мощное проявление трап-

← Типы геохимических ландшафтов и классы водной миграции на территории СССР в начале миоцена

Типы: 1 — гумидные умеренные ландшафты; 2 — гумидные субтропики; 3 — лесостепи, саванны, степи с преобладанием восстановительной среды в субаквальных осадках; 4 — саванны с преобладанием окислительной среды в субаквальных осадках (красноцветные ландшафты); 5 — семигумидные умеренные ландшафты; 6 — границы типов ландшафтов

Классы: 7 — границы классов водной миграции; $\text{H}^+ - \text{Cl}^- (\text{SO}_4^{2-})$ — соляно (серно) кислый; $\text{H}^+ - \text{HCO}_3^-$ — кислый; $\text{H}^+ - \text{Fe}^{2+}$ — кислый глеевый, $\text{H}^+, \text{H}^+ - \text{Fe}^{2+}$ — кислый и кислый глеевый; $\text{H}^+, \text{H}^+ - \text{Ca}^{2+}$ — кислый и кислый переходный к кальциевому; Ca^{2+} — кальциевый; $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$ — кальциево-натриевый; $\text{Na}^+ - \text{OH}^-$ — содовый; $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ — хлоридно-сульфатный; $\text{Na}^+ - \text{H}_2\text{S}$ — соленосно-сульфидный

Таблица 2

Виды геохимических аномалий, формировавшиеся в ландшафтах миоцена

Класс геохимического барьера	Состав вод, поступающих к геохимическому барьеру			
	Окислительные (кислородные)			
	Сильнокислые	Кислые и слабокислые	Нейтральные и слабощелочные	Сильнощелочные
Лесные ландшафты с кислым (H^+) классом водной миграции				
Кислородный	A1	A2	A3	A4
Сульфидный (сероводородный)	B1	B2	B3	B4
Глеевый	C1	C2	C3	C4
Щелочной	D1	D2	D3	—
Кислый	—	E2	E3	E4
Испарительный	F1	F2	F3	F4
Сорбционный	G1	G2	G3	G4
Термодинамический	H1	H2	H3	H4
Лесные вулканогенные ландшафты с сильнокислым (H^+) классом водной миграции				
Кислородный	A1	A2	A3	A4
Сульфидный (сероводородный)	B1	B2	B3	B4
Глеевый	C1	C2	C3	C4
Щелочной	D1	D2	D3	—
Кислый	—	E2	E3	E4
Испарительный	F1	F2	F3	F4
Сорбционный	G1	G2	G3	G4
Термодинамический	H1	H2	H3	H4
Красноцветные ландшафты с содовым ($Na^+ - OH^-$) и хлоридно-сульфатным ($Cl^- - SO_4^{2-}$) классами водной миграции				
Кислородный	A1	A2	A3	A4
Сульфидный (сероводородный)	B1	B2	B3	B4
Глеевый	C1	C2	C3	C4
Щелочной	D1	D2	D3	—
Кислый	—	E2	E3	E4
Испарительный	F1	F2	F3	F4
Сорбционный	G1	G2	G3	G4
Термодинамический	H1	H2	H3	H4

пового магматизма. Огромные массы пирокластического материала и лав накопились на северо-западе и востоке Тунгусской синеклизы. В конце мела континентальный вулканизм был характерен для Тихоокеанского побережья, особенно для района Сихотэ-Алиня. В начале миоцена он проявлялся на Дальнем Востоке, в Забайкалье, Саянах, на Кавказе и в Закавказье. В четвертичном периоде извержение вулканов происходило на Витимском плоскогорье (вулканы Обручева, Мушкетова и др.), на Кавказе (Эльбрус, Казбек и др.), в Закавказье (базальтовое плато Армении) на Камчатке и Курилах.

Вряд ли можно отрицать высокое геохимическое своеобразие вулканических ландшафтов прошлого, важность учета их особенностей при прогнозировании и поисках рудных месторождений, а также при изучении некоторых общих проблем биологии (роль вулканических ландшафтов как центров видообразования).

Геохимия вулканических ландшафтов в районах гумидного и аридного климата была различной. В гумидных условиях для них были характерны солянокислые воды с $pH < 3$, энергичная миграция железа и алюминия, т. е. примерно те условия, которые сейчас наблюдаются на некоторых Курильских островах. В аридных районах с вулканиз-

Состав вод, поступающих к геохимическому барьеру							
Бессероводородные (глеевые)				Сероводородные (сульфидные)			
Сильнокислые	Кислые и слабокислые	Нейтральные и слабощелочные	Сильнощелочные	Сильнокислые	Кислые и слабокислые	Нейтральные и слабощелочные	Сильнощелочные
Лесные ландшафты с кислым (H^+) классом водной миграции							
A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12
B5	B6	B7	B8	—	—	—	—
C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12
D5	D6	D7	—	D9	D10	D11	—
—	E6	E7	E8	—	E10	E11	E12
F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12
G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12
H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12
Лесные вулканогенные ландшафты с сильнокислым (H^+) классом водной миграции							
A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12
B5	B6	B7	B8	—	—	—	—
C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12
D5	D6	D7	—	D9	D10	D11	—
—	E6	E7	E8	—	E10	E11	E12
F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12
G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12
H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12
Красноцветные ландшафты с содовым ($Na^+ - OH^-$) и хлоридно-сульфатным ($Cl^- - SO_4^{2-}$) классами водной миграции							
A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12
B5	B6	B7	B8	—	—	—	—
C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12
D5	D6	D7	—	D9	D10	D11	—
—	E6	E7	E8	—	E10	E11	E12
F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12
G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12
H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12

мом связаны содовая миграция, накопление в озерах соды, бора, лития, вольфрама, возможно также давсонита и других минералов алюминия, т. е. явления, характерные для восточно-африканских рифтов, рифтов Калифорнии (оз. Сёрлз), формации Грин-Ривер штата Вайоминг [2]. Все это позволяет выдвинуть в качестве первоочередной проблему изучения геохимии континентального вулканизма прошлого — характерных для него геохимических ландшафтов, рудных концентраций, геохимических аномалий. Изучение этих вопросов необходимо как для повышения эффективности геохимических методов поисков, так и для прогнозирования экзогенных месторождений бора, лития, вольфрама и других элементов.

На палеогеохимических ландшафтных картах находят отражение также особенности бывшего рельефа и геологического строения.

В условных обозначениях к карте, помимо геохимической классификации ландшафтов, приводятся виды геохимических барьеров и аномалий, характерные для отдельных классов ландшафтов (табл. 2 — полужирным шрифтом выделены виды аномалий, характерные для данного типа и класса ландшафтов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т 2, 3, 4. М.: Всесоюз. аэрогеологический трест, 1967. Т. 2, 1969; Т. 3, 1968; Т. 4, 1967.
2. Баталин Ю.В., Касимов Б.С., Стенкевич Е.Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М.: Недра, 1973. 206 с.
3. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 5, М.: Изд-во АН СССР, 1960. 422 с.
4. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд. 3-е. М.: Недра, 1968. 331 с.
5. Перельман А.И. Биокосные системы Земли. М.: Наука, 1977. 160 с.
6. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 415 с.
7. Перельман А.И. Палеогеохимические ландшафтные карты. — Геохимия, 1980, № 1, с. 71–83.
8. Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Пермские равнины Приуралья как особая геохимическая и возможная палеобиогеохимическая провинция. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 614–619.
9. Сауков А.А. Геохимия. М.: Наука, 1975. 480 с.
10. Симицын В.М. Древние климаты Евразии. Ч. 3. М.: Изд-во ЛГУ, 1970. 134 с.
11. Ферсман А.Е. Геохимия России. Пг.: НХТИ, 1922. 214 с.
12. Ферсман А.Е. Геохимические проблемы Союза. Очерк первый. Основные черты геохимии Союза. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. 39 с/Над. заг. Труды СОПС. Сер. полезн. ископ., вып. 2.
13. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. 2. Л.: ОНТИ, химтеорет., 1934. 354 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Ф.В. Чухров.</i> Некоторые итоги и задачи деятельности Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР	5
РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
<i>В.И. Казанский.</i> Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений	13
<i>Ю.Г. Сафонов, Л.И. Лукин, Г.Г. Кравченко, Е.П. Малиновский, В.Ф. Чернышев.</i> Структурные типы и глубинное строение эндогенных рудных месторождений	18
<i>В.С. Кравцов, И.Н. Томсон.</i> Секущие золотоносные и меднопорфировые пояса в Тихоокеанском регионе	25
<i>М.А. Фаворская.</i> Тектоно-магматические основы прогнозирования оруденения при металлогенических исследованиях	32
<i>А.Д. Генкин, М.Г. Добровольская, В.А. Коваленкер, Т.Н. Шадлун.</i> О соотношениях парагенетических минеральных ассоциаций и стадий минерализации в гидротермальных месторождениях	36
<i>В.В. Дистлер, А.Д. Генкин, Г.Д. Гладышев, А.А. Филимонова.</i> Новые данные о генезисе медно-никелевого и платинового оруденения	43
<i>П.Ф. Андрущенко, В.В. Калинин.</i> Основные особенности марганцевых и железо-марганцевых месторождений осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса	47
<i>Д.Г. Сапожников, Б.А. Богатырев, В.Н. Демина, В.В. Жуков.</i> Условия образования и закономерности размещения месторождений бокситов	50
<i>Ю.Ю. Бугельский, И.В. Витовская, А.П. Никитина, А.Д. Слукин.</i> Закономерности формирования оруденения в коре выветривания	56
<i>В.П. Петров.</i> Значение минералого-петрографических исследовательских работ для развития промышленности неметаллических полезных ископаемых	60
<i>П.П. Смолин.</i> Минерогения, эволюционные взаимосвязи и прогноз магнизиальных полезных ископаемых (магнезит, брусит, тальк)	66
<i>В.В. Наседкин.</i> Петрология водосодержащих вулканических стекол, основные направления их дальнейшего изучения и практического использования	76
[Р.М. Константинов] Новые пути логико-информационных исследований рудных месторождений	82
ПЕТРОЛОГИЯ	
<i>Д.С. Коржинский.</i> Проблема трансмагматических флюидов	87
<i>О.А. Богатилов, А.М. Борсук, Ю.И. Дмитриев, В.И. Коваленко, И.Д. Рябчиков.</i> Проблема эволюции магматизма в геологической истории Земли	90
<i>А.М. Борсук, Л.П. Брюшкова, А.Г. Гурбанов, И.С. Красивская, С.В. Чесноков.</i> Роль магматизма в образовании и развитии континентальной земной коры складчатых областей	95
<i>Ю.И. Дмитриев.</i> Траппы и мобилизм	100
<i>Е.Д. Андреева, В.А. Кононова, Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина.</i> Щелочные магматические серии, их генезис и причины разнообразия	107
<i>В.И. Коваленко, М.Г. Руб.</i> Проблемы потенциальной рудоносности магматических горных пород	113
<i>Н.Н. Перцев, Л.И. Шабынин, И.А. Зотов.</i> Закономерности и эволюция контактово-метасоматических процессов	120
<i>А.В. Зотов, В.П. Логинов, В.Л. Русинов.</i> Закономерности низкотемпературного метасоматизма	126
<i>Н.А. Ашихмина, О.А. Богатилов, Д.И. Фрих-Хар.</i> Новые данные в изучении горных пород и минералов Луны	130
<i>В.Г. Хитров.</i> Непараметрический кластер-анализ горных пород по химическому составу	135

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

<i>Н.В. Петровская, Ф.В. Чухров.</i> Проблема типоморфизма минералов	141
<i>Н.Н. Мозгова.</i> Нестехиометрия двойных сульфосолей и проблема их систематики	148
<i>М.И. Новгородова.</i> Ассоциации самородных металлов в гидротермальных месторождениях	154
<i>Б.Е. Боруцкий, М.Н. Соколова, З.В. Шлюкова, Н.И. Забавникова.</i> Новые данные по минералогии щелочных пород	160
<i>Г.Д. Гладышев, С.Е. Борисовский, В.А. Боронихин, Н.В. Гришина, И.П. Лапутина, В.С. Малов, Г.Н. Муравицкая, А.И. Цепин.</i> Основные результаты рентгеноспектрального исследования минералов	165
<i>И.А. Островский.</i> Термодинамика минеральных равновесий в глубинах Земли	171
<i>В.И. Рехарский, Ю.П. Диков, В.Г. Хитров.</i> Зависимость накопления химических элементов в магматических дифференциатах от структуры силикатного фона	182
<i>И.Д. Рябчиков.</i> Мобилизация вещества флюидами в земной коре и верхней мантии	189
<i>Н.А. Озерова.</i> Ртуть в эндогенных месторождениях	196
<i>Л.М. Лебедев.</i> Некоторые особенности современного гидротермального минералообразования	205
<i>А.И. Перельман, Е.Н. Борисенко, А.Е. Самонов.</i> Палеогеохимия ландшафтов СССР	211

Некоторые итоги и задачи деятельности Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Ч у х р о в Ф. В. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены итоги исследований и показана ведущая роль Института в разработке основных проблем геологии и геохимии рудных месторождений, петрологии и минералогии.

УДК 553.061 : 551.14

Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. К а з а н с к и й В. И. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Осуществление в Советском Союзе программы сверхглубокого и глубокого бурения открывает принципиально новые возможности для анализа взаимосвязей между глубинным строением рудных районов и закономерностями формирования сосредоточенных в них полезных ископаемых. Ил. 3, библиогр. 7 назв.

УДК 553.2

Структурные типы и глубинное строение эндогенных рудных месторождений. С а ф о н о в Ю. Г., Л у к и н Л. И., К р а в ч е н к о Г. Г., М а л и н о в с к и й Е. П., Ч е р н ы ш е в В. Ф. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

На примере магматических, скарновых и гидротермальных рудных месторождений показано, что среди них могут быть выделены структурные типы, характеризующиеся определенным рудным интервалом, и месторождения, вертикальный размах оруденения в которых зависит от конкретной геологической обстановки. Ил. 4, библиогр. 6 назв.

УДК 551.240 + 551.243,6 + 553.061.11

Секущие золотоносные и меднопорфировые пояса в Тихоокеанском регионе. К р а в ц о в В. С., Т о м с о н И. Н. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Развиваются представления о планетарных специализированных металлогенических поясах, которые пересекают области различного тектонического строения и включают месторождения определенных групп металлов (преимущественно золота и меди). Ил. 2, библиогр. 9 назв.

УДК 553.078

Тектоно-магматические основы прогнозирования оруденения при металлогенических исследованиях. Ф а в о р с к а я М. А. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Дается обзор современного состояния теории научного прогноза при поисках месторождений полезных ископаемых. Излагаются основные положения прогнозного направления, развиваемого автором, к числу которых относятся ведущее металлогеническое значение глубинных сквозных систем дислокаций и понятие о геологических аномалиях. Библиогр. 16 назв.

УДК 552.18

О соотношениях парагенетических минеральных ассоциаций и стадий минерализации в гидротермальных месторождениях. Г е н к и н А. Д., Д о б р о в о л ь с к а я М. Г., К о в а л е н к е р В. А., Ш а д л у н Т. Н. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены и развиты современные представления о минеральных парагенезисах и стадиях минерализации и принципы их выделения. Ил. 1, библиогр. 26 назв.

УДК 553.212 : 553.062

Новые данные о генезисе медно-никелевого и платинового оруденения. Д и с т л е р В. В., Г е н к и н А. Д., Г л а д ы ш е в Г. Д., Ф и л и м о н о в а А. А. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

На основании петрологического изучения доказывается единство эффузивных образований и сопровождающих их рудоносных базит-ультрабазитовых интрузивов. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.22

Основные особенности марганцевых и железо-марганцевых месторождений осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса. А н д р у щ е н к о П. Ф., К а л и н и н В. В. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Особенными критериями, позволяющими относить марганцевые и железо-марганцевые месторождения к определенному генетическому типу, являются: контроль оруденения, условия залегания и строения рудных залежей; состав руд; характер процессов, участвовавших в формировании месторождений; источник металла. Библиогр. 13 назв.

Условия образования и закономерности размещения месторождений бокситов. Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А., Демина В.Н., Жуков В.В. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Даны физико-химические условия и динамика бокситонакопления в процессе латерального выветривания, а также условия образования месторождений осадочных (делювиального, аллювиального и озерного генезиса) и карстовых бокситов. Библиогр. 24 назв.

УДК 551.311.231

Закономерности формирования оруденения в коре выветривания. Бугельский Ю.Ю., Витовская И.В., Никитина А.П., Слуккин А.Д. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Рассматриваются новые представления о роли ведущих факторов формирования месторождений бокситов, никель-кобальтовых и железных руд в коре выветривания. Библиогр. 22 назв.

УДК 553.682 + 549.522 : 553.6 + 553.673

Минерогения, эволюционные взаимосвязи и прогноз магнезиальных полезных ископаемых (магнезит, брусит, тальк). Смолин П.П. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Систематизированы разнопорядковые признаки седиментационной природы миогеосинклинальных и тафrogenных магнезитов, связанных соответственно с формированием и размытием апобазитовых кор выветривания. Ил. 4, библиогр. 29 назв.

УДК 553.3; 553,5; 553,6

Значение минерало-петрографических исследовательских работ для развития промышленности неметаллических полезных ископаемых. Петров В.П. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Неметаллические полезные ископаемые в зависимости от характера требований к ним промышленности можно разделить на пять групп. В тесной связи с этой группировкой стоят задачи оценки разведки и поиски неметаллического сырья.

УДК. 553.6.535.666.189.2

Петрология водосодержащих вулканических стекол, основные направления их дальнейшего изучения и практического использования. Наседкин В.В. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Кислые вулканические стекла образуются в различных геотектонических условиях. Они могут быть связаны с кислым вулканизмом океанических островов, островных дуг, окраин континентов и внутриконтинентальных зон активизации. Табл. 1, библиогр. 21 назв, ил. 4.

УДК 553.078 : 510(574.4)

Новые пути логико-информационных исследований рудных месторождений. Константинов Р.М. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Предложен метод логического анализа, позволяющего определить металлогеническую специализацию разломных структур. Применен комплекс алгоритмов и программ, основанных на методах распознавания образов и математической статистики, для рудно-формационных классификаций месторождений золота и ртути. Библиогр. 9 назв.

УДК 552.112

Проблема трансмагматических флюидов. Коржинский Д.С. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Дан обзор проблем трансмагматических флюидов глубинного подкорового происхождения. Рассмотрены явления метамагматизма, т.е. изменения состава магмы при ее взаимодействии с трансмагматическими флюидами. Библиогр. 1 назв.

УДК 552.11 + 552.31

Проблема эволюции магматизма в геологической истории Земли. Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Рассмотрено современное состояние вопроса об эволюции магматизма в геологической истории Земли — в стадиях: 1) лунной, 2) нуклеарной, 3) кратонной, 4) континентальной, 5) континентально-океанической. Библиогр. 31 назв.

УДК 552.32 + 551.24

Роль магматизма в образовании и развитии континентальной земной коры складчатых областей. Борсук А.М., Брюшкова Л.П., Гурбанов А.Г., Красивская И.С., Чесноков С.В. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

На материалах собственных исследований на Кавказе, Урале и других областях показана ведущая роль магматизма в образовании и развитии континентальной земной коры. Библиогр. 15 назв.

УДК 552.11,552.323.5

Траппы и мобилизм. Д м и т р и е в Ю. И. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Траппы южных древних платформ (Австралийской, Антарктической, Африканской, Индийской, Южно-Американской) отличаются от траппов северных платформ (Восточно-Европейской, Северо-Американской, Сибирской) повышенным содержанием SiO_2 , пониженным Ti, Fe, P, а также противоположными направлениями изменения химизма в возрастных рядах формаций. Табл. 2, ил. 9, библиогр. 18 назв.

УДК 552.33

Щелочные магматические серии, их генезис и причины разнообразия. Андреева Е. Д., Кононова В. А., Свешникова Е. В., Яшина Р. М. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Рассматриваются щелочные магматические серии, их генезис и причины разнообразия. Ил. 2, табл. 1, библиогр. 9 назв.

УДК 552.11,553.5,553.2

Проблемы потенциальной рудоносности магматических горных пород. Коваленко В. И., Руб М. Г. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Потенциальная рудоносность магматических горных пород (ПР) отражает способность их генерировать в благоприятных тектонических и геологических условиях рудные месторождения. ПР определяется составом исходного расплава и условиями его кристаллизации. Библиогр. 20 назв.

УДК 552.11

Закономерности и эволюция контактово-метасоматических процессов. Перцев Н. Н., Шабунин Л. И., Зотов И. А. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены общие закономерности развития контактово-метасоматических процессов от высокотемпературных магматического этапа до низкотемпературных. Ил. 3, библиогр. 12 назв.

УДК 553.29 : 553.24 : 550.89

Закономерности низкотемпературного метасоматизма. Зотов А. В., Логинов В. П., Русинов В. Л. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

На основании полевых наблюдений и экспериментальных данных в статье схематически изображаются в координатах T—pH поля существования метасоматических формаций. Ил. 2, библиогр. 26 назв.

УДК 523.34

Новые данные в изучении горных пород и минералов Луны. Ашихмина Н. А., Богатиков О. А., Фрих-Хар Д. И. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Исследовавшееся до сих пор лунное вещество в той или иной степени переработано импактными процессами. В то же время в нем установлены реликтовые минералы.

Новые определения абсолютного возраста фрагментов лунного габбро и долерита свидетельствуют о продолжительности лунных магматических процессов, а статистический анализ химических составов лунных пород обнаруживает тенденции дифференциации, характерные для земного магматизма. Библиогр. 10 назв.

УДК 552.3 : 552.11

Непараметрический кластер-анализ горных пород по химическому составу Хитров В. Г. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Расположение ареалов магматических пород, интрузивных и эффузивных, отражает их минеральные парагенезисы, а пересечения — возможные взаимопереходы. Ареалы главных породообразующих минералов выявляют усложнение структурных мотивов кремнекислородного каркаса. Библиогр. 11 назв.

УДК 549.1

Проблема типоморфизма минералов. Петровская Н. В., Чухров Ф. В. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Рассматривается современное состояние исследований по типоморфизму минералов и обновляется положение о формировании учения о типоморфизме как одного из важнейших разделов генетической минералогии. Библиогр. 33 назв.

УДК 549.35

Нестехиометрия двойных сульфоселей и проблема их систематики. Мозгова Н. Н. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Традиционный подход к сульфосолям как к соединениям постоянного состава порождает путаницу как в отношении их химических и структурных характеристик, так и в их систематике и номенклатуре.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 27 назв.

УДК 549.2

Ассоциации самородных металлов в гидротермальных месторождениях. Новгородова М. И. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

В составе ранних ассоциаций золотых руд с достоверностью установлены самородные Al, Fe, Cr, Zn, Pb, Cu, Sn, Cd, природные твердые растворы в железе — Co, Mn, Ti, Cr, Si, в меди — Zn, Pb, и Sn, в свинце — Sn и в олове — Pb, интерметаллиды: свинцовистый стистаит (Pb, Sn, Sb) и оловянно-свинцовистый купростибит $Cu_2(Sb, Sn, Pb)$, сопровождаемые графитом или аморфным углистым веществом. Ил. 6, библиогр. 11 назв.

УДК 549.53; 549; 331,4

Новые данные по минералогии щелочных пород. Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Забавникова Н. И. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии, и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Результаты изучения щелочных пород показывают, что почти каждый сложенный ими массив представляет уникальное образование, характеризующееся существенными различиями во внутреннем строении, петрохимическом и минеральном составе пород и характере рудоносности, определяемыми конкретным сочетанием тех или иных минерало- и рудообразующих процессов. Библиогр. 12 назв.

УДК 543.422

Основные результаты рентгеноспектрального исследования минералов. Гладышев Г. Д., Борисовский С. Е., Боронихин В. А., Гришина Н. В., Лапутина И. П., Малов В. С., Муравичка Г. Н., Цепин А. И. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Получили новое содержание исследования в области теории образования магматических и иных месторождений полезных ископаемых. Табл. 2, библиогр. 26 назв.

УДК 553.21.24

Термодинамика минеральных равновесий в глубинах Земли. Островский И. А. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Описаны способы экстраполяции калорических и механических свойств веществ до температур 4000 К и давлений 2 мбар. Рассчитаны изобарные потенциалы 31 вещества и нескольких минералообразующих реакций в условиях мантии и внешнего ядра Земли. Табл. 7, библиогр. 34 назв.

УДК 550.4 : 549.6

Зависимость накопления химических элементов в магматических дифференциатах от структуры силикатного фона. Рехарский В. И., Диков Ю. П., Хитров В. Г. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены принципиальные тенденции поведения элементов в магматической системе на основе двух подходов: статистико-геохимического и квантово-химического. Установлено, что закономерное изменение коэффициентов накопления в пределах каждой изовалентной группы происходит в третьем—четвертом периодах, для которых характерны наиболее распространенные в силикатной системе элементы. Табл. 2, ил. 5, библиогр. 9 назв.

УДК 553.21/24.552.112

Мобилизация вещества флюидами в земной коре и верхней мантии. Рябчиков И. Д. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Экспериментальное изучение распределения рудных металлов между водными флюидами и гранитным расплавом свидетельствует о том, что после затвердевания кислых интрузий происходит мобилизация рудных металлов водной фазой в количествах, сравнимых с запасами крупных рудных месторождений. Ил. 5, библиогр. 19 назв.

УДК 546.49.550.423

Ртуть в эндогенных месторождениях Озерова Н. А. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983.

Приведены новые данные по ртутоносности минералов эндогенных месторождений. Показана определяющая роль металлогенической специализации рудных провинций в отношении ртути. Табл. 6, ил. 3.

3931