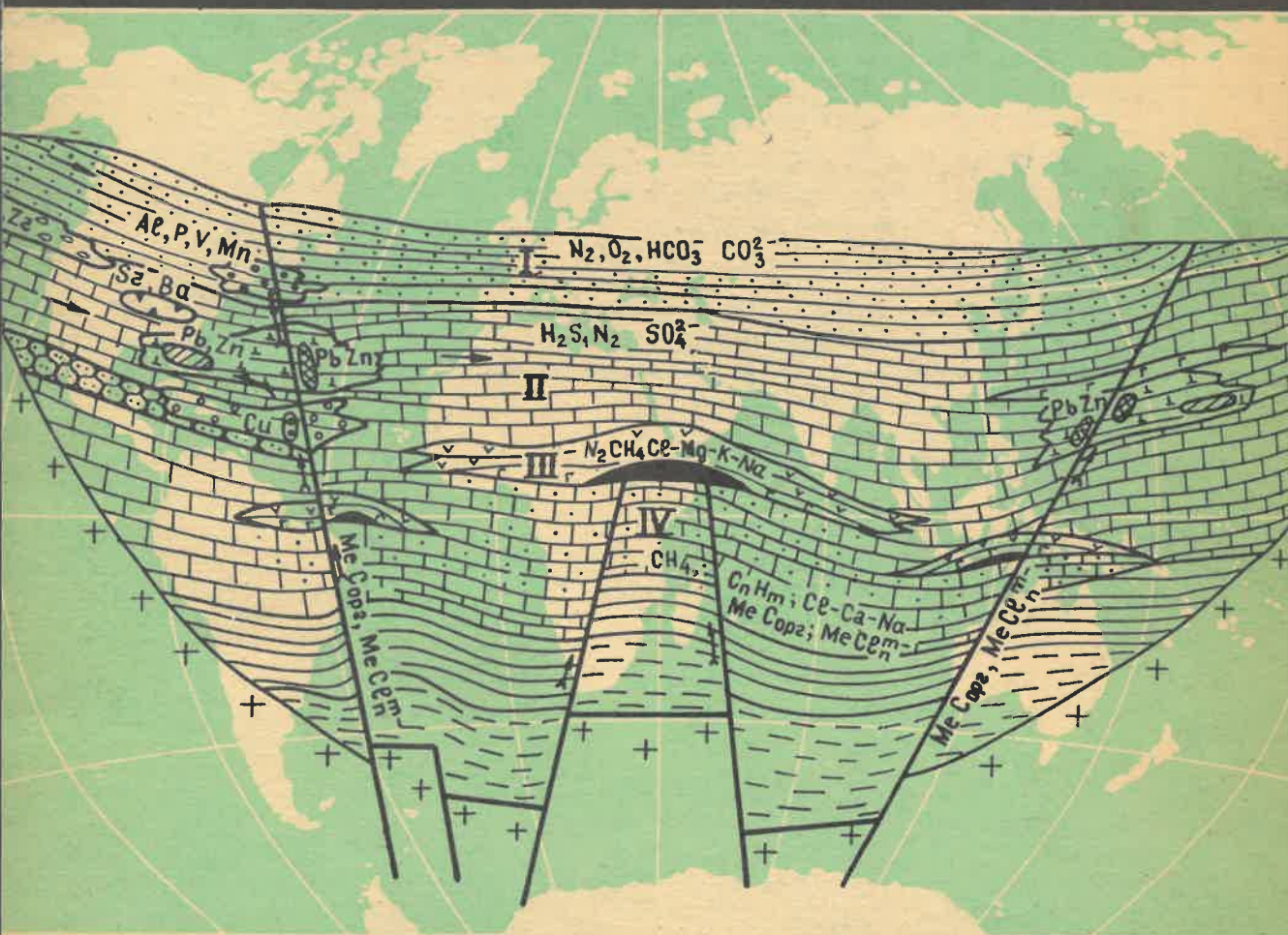


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



7/1993

РУДОГЕНЕЗ В ОКЕАНАХ

СКОРОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СТРУКТУР И РУДООБРАЗОВАНИЕ

КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЭКОЛОГИИ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
РУДООБРАЗОВАНИЯ



**GEOSTAT - компьютерная система
для автоматизации горно-геологических
расчетов.**

□ Компьютерная система **GEOSTAT** разработана канадской фирмой **GEOSTAT INTERNATIONAL INC.** Система широко используется геологоразведочными организациями, горнодобывающими компаниями, консалтинговыми фирмами, университетами и исследовательскими институтами во многих странах мира. С помощью системы **GEOSTAT** выполнено более 300 проектов по оценке запасов полезных ископаемых, моделированию месторождений, геостатистике, планированию горных работ, контролю качества минерального сырья, прогнозу экологического воздействия горных предприятий на окружающую среду и др.

Система **GEOSTAT** обеспечивает решение широкого круга проблем на всех стадиях развития горного предприятия: от разведки и подготовки месторождения до планирования горных работ и управления производством.

- Система **GEOSTAT** используется на месторождениях:
- ♦ драгоценных металлов: золота, серебра, платины...
 - ♦ цветных металлов: меди, свинца, цинка, молибдена...
 - ♦ вольфрама, олова, железной руды...
 - ♦ угля, горючих сланцев...
 - ♦ бокситов, фосфатов, известняков...
 - ♦ алмазов

Компьютерная система **GEOSTAT** поможет Вам провести геолого-экономическую оценку месторождения по международным стандартам в целях его рекламы за рубежом и поиска инвесторов для его освоения

□ Гибкая система скидок позволяет приобрести программное обеспечение **GEOSTAT** по минимальным ценам.

Для ВУЗов и университетов - скидка 50% !

□ По вопросам получения дополнительной информации обращайтесь к официальному представителю **GEOSTAT SYSTEM INC.** в СНГ - **НБК "ВИСТ"** (Россия, 113447, Москва, а/я 14, тел. (095) 360-84-65, факс (095) 360-83-77, E-mail: nvkvist@nkvkist.msk.su).

С системой **GEOSTAT** можно ознакомиться на семинарах-презентациях, проводимых **НБК "ВИСТ"** и **ЦНИИГРИ**

ВНИМАНИЕ ! Пользователи **GEOSTAT** имеют возможность пройти обучение работе с системой в Канаде на фирме **GEOSTAT SYSTEMS INC.**

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

7/1993

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолук

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глузов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

МОСКВА

Содержание

Грамберг И. С., Айнемер А. И.
Рудогенез в океанах — достижения и проблемы 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Черненко Ю. Я.
Структурообразование и метаморфизм углей
Подмосковного и Тунгусского бассейнов 8

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Феоктистов В. П., Иогансон А. К.
Типы обстановок локализации рудных районов
в рудоносных осадочных бассейнах 15

Солодов Н. А.
Минералогия редкометалльных гранитных пег-
матитов 22

Старостин В. И.
Скорости формирования геологических струк-
тур и рудообразование 31

Павловский А. Б.
Формационные и геолого-промышленные типы
оловорудных месторождений 41

Кочетков А. Я.
Молибден-медно-золото-порфировое месторож-
дение Рябиновое 50

Голева Г. А.
Гидрогеологическое моделирование рудообразо-
вания в осадочных бассейнах 58

Конкин В. Д., Ручкин Г. В., Донец А. И.
Свинцово-цинковые месторождения осадочных
бассейнов 69

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Родионов Д. А., Красовский А. К.
Статистический метод разграничения стратиг-
рафических разрезов по комплексу качествен-
ных признаков 73

Олейников А. Н., Романовская Г. М.
Межрегиональная корреляция континентальных
триасовых отложений России 77

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Четвериков Л. И.
Геокинематика 86

ГЕОХИМИЯ

Буренков Э. К., Головин А. А., Филатов Е. И.
Методические аспекты геохимического и эколо-
го-геохимического картирования 90

Семенов Е. И., Дойникова О. В., Сивцов А. В.,
Коноплев А. Д.
Окисление церия и фракционирование лантано-
идов в коре выветривания карбонатитов 95

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Островский В. Н., Островский Л. А.
Концептуальные вопросы геоэкологии 97

Крайнов С. Р.
Актуальные проблемы геохимико-экологическо-
го изучения качества подземных вод хозяйствен-
но-питьевого назначения 102

РЕЦЕНЗИИ

Лапо А. В., Колчинский Э. И.
Покрытые кровью страницы 111

Художественный редактор Е. А. Карпенко
Редакция: Р. В. Добровольская, Л. Д. Овчининская, Г. В. Вавилова, Л. Б. Кожемякина

Сдано в набор 30.08.93. Подписано в печать 23.02.94. Формат 185×270 Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47

Полиграфическая база ВНИИгеосистем
113105, Москва, Варшавское ш., 8
Заказ 4.

© «Отечественная геология», 1993

Рудогенез в океанах — достижения и проблемы

И. С. ГРАМБЕРГ, А. И. АЙНЕМЕР (ВНИИОкеангеология)

В условиях возрастающей потребности в минеральном сырье Мировой океан, несомненно, представляет интерес как богатый источник пополнения ресурсов металлических полезных ископаемых. Таковыми являются россыпи редких, цветных и благородных металлов в шельфовых зонах, металлоносные осадки континентальных окраин и глубоководных областей, железомарганцевые конкреции и корки пелагиали океана, сульфидные образования рифтовых зон и островодужных обстановок.

Возможности освоения этих в целом новых видов минерального сырья связаны с решением ряда фундаментальных и прикладных геологических, технических, экономических проблем, а также вопросов морского права. Значительная ценность полезных ископаемых, нахождение многих из них в нейтральных водах, на побережьях и в шельфовых зонах, принадлежащих развивающимся странам, в открытой части Мирового океана обуславливают глобальный геополитический характер проблем их изучения и освоения.

На основе проведенных исследований в самом общем виде можно утверждать, что закономерности размещения и происхождения этих полезных ископаемых определяются тремя глобальными неоднородностями Земли и Мирового океана: тектонической (геодинамические обстановки океана и структурно-формационное положение), климатической и, как следствие, литогенетической (ледовые, перигляциальные, гумидные и аридные зоны) и геоморфологической, или глобально-типсографической, связанной с главными уровнями седиментации. Исследование неоднородностей должно позволить осуществить металлогеническое районирование океана, выделить металлогенические объекты разных структурных уровней — от металлогенических провинций и зон до рудных полей и узлов. Такое районирование должно быть результатом не только анализа по отдельности названных глобальных неоднородностей, но и последующего синтеза аналитических построений.

Все эти рудные объекты представляют собой металлогенические системы океана разной структурной сложности. Под металлогенической системой океана понимается некоторое множество однородных, в смысле принадлежности к одному и тому же типу рудных формаций, проявлений металлических полезных ископаемых, находящихся в одинаковых или подобных геологических обстановках океана, которые характеризуются сходством в их пределах процессов, ведущих к их возникновению. Объединение множества однородных рудопроявлений в единую систему осуществляется на основании общности связи с тектоническими, литогенетическими и геоморфологическими факторами, влияющими на их формирование. Металлогеническая система океана, таким образом, представляет собой некое единство причин и следствий как в смысле результата — появления ряда металлогенических подразделений различного ранга, но единого типа по характеру рудопроявлений, так и как однородного соотношения различных геологических процессов, сочетание и взаимодействие которых приводит к формированию этого металлического полезного ископаемого.

Следует различать эмпирический и априорный (теоретический) подходы к выделению металлогенических систем. В практике металлогенических исследований океана до сих пор преобладает эмпирический подход, когда на основании конкретных сведений о рудопроявлениях оконтуриваются металлогенические объекты. Априорный подход, также опирающийся на сложившуюся практику, использует, кроме того, теоретические представления и классификации, позволяющие предварительно наметить границы моделируемой системы и некоторые ожидаемые множества ее элементов (рудопроявлений, процессов) и их вероятные структурные связи.

Попытки реализации этих подходов были осуществлены при построении специализированных карт Мирового океана [12, 13], на которых показаны металлогенические объекты разных уровней и рудноформационной принадлежности.

Необходимость отражения многоаспектных отношений между выделяемыми металлогеническими системами различного вида и масштаба и иными системами океана, влияющими на рудогенез, обуславливает принципиальную схему металлогенического анализа.

В основу районирования должно быть положено представление о Мировом океане как полигенной геодинамической системе, находящейся в непрерывной эволюции и состоящей из ряда геодинамических систем — Тихоокеанской, Атлантической, Индоокеанской, Арктической и Южноокеанской, каждая из которых имеет свои особенности развития и строения. Для выяснения металлогении океана важно подчеркнуть роль таких глобальных мегаэлементов, как литосферные плиты и границы между ними — георазделы земной коры, периконтинентальные и интраокеанические, разделяющие океаническое дно на плиты и крупные блоки и представляющие собой зоны глубинного разломообразования, активного вулканизма, гидротермальной деятельности и рудообразования [6, 7, 8, 19].

Важное значение при исследовании металлогении океана имеет изучение особого глубинного процесса — регмавулканогенеза, сущность которого сводится к возникновению глубинных внутриплитных регматических разломов [19], в т.ч. и над струйными мантийными течениями, контролирующими положение и становление интравулканических поясов и островных вулcano-тектонических сооружений.

Крупнейшими научными проблемами, от решения которых самым непосредственным образом зависят изучение и освоение металлогенических объектов, являются выяснение роли глобальной тектоники и, в частности, рифтогенеза в процессах рудообразования и осадконакопления в океане, а также установление истинности одной из двух известных концепций седиментогенеза — признающей ведущую роль в осадконакоплении океана климатической зональности (А.П. Лисицин, 1979) и альтернативной, рассматривающей океанский литогенез как отдельный тип, не зависящий от климата и отличный от осадочного породообразования на континентальных блоках (Н.М. Страхов, 1976).

На основе планомерно проводимых с начала 70-х годов прогнозно-оценочных и поисковых работ в шельфовых зонах арктических и дальневосточных морей были выявлены основные зоны россыпеобразования, границы россыпных районов и наиболее перспективные участки россыпной золотоносности и оловоносности. Здесь были открыты некоторые новые металлогенические провинции и зоны, ставшие основой более детального районирования россыпной металлоносности [3, 11, 12].

При изучении генезиса и механизмов образования россыпей плодотворной оказалась модель шельфовой зоны, рассматриваемой как целостный бассейн седиментогенеза [2]. На этой основе прослежена (в частности, для восточно-арктических шельфовых зон) история россыпеобразующих минералов на всех этапах терригенного седиментогенеза, установлены связи процессов россыпеобразования с тектоническими, геоморфологическими и формационными особенностями разных типов шельфовых зон, различающихся механизмом образования их осадочного покрова и геоструктурной позицией основания. Удалось показать [3, 11], что шельфовым зонам свойственны не только современные прибрежно-морские россыпи [1], но и погребенные элювиального, делювиального и аллювиального генезиса, металлогенические особенности которых определяются вещественным составом россыпеобразующих формаций основания зон, а механизмы образования — природой россыпеобразующих барьеров [20].

В отдельных районах Мирового океана, как в глубоководных его частях, так и в пределах континентальных окраин, встречаются металлоносные отложения, содержащие существенные количества железа, цветных, благородных и редкоземельных элементов. Среди металлоносных отложений океана четко выделяются две группы [15, 17]. К первой относятся в основном золотоносные тонкозернистые осадки, тяготеющие главным образом к внешнему краю шельфа и образованные за счет терригенного сноса. Вторую группу представляют металлоносные образования пелагиали, приуроченные к зонам срединно-океанических хребтов и глубинных разломов и связанные с различными проявлениями гидротермальной деятельности. К этой группе относятся сравнительно недавно открытые гидротермально-осадочные сульфидные рудопроявления.

Осадки первой группы изучены слабо. Значительные содержания золота в тонких фракциях известны в отложениях шельфа Аляски [22]. Накопление металла за счет процессов механической сортировки маловероятно, т.к. золото, не относящееся по крупности к россыпным классам, склонно к рассеянию в природных условиях. В шельфовых металлоносных осадках концентрируется, по-видимому, золото, принесенное реками главным образом в хелатных соединениях с гумусовыми кислотами, сорбированных на глинистых частицах. Эти соединения могут отлагаться на шельфах и континентальных склонах совместно с глинистым материалом или в результате процессов десорбции поступать в морскую воду. Для дальнейшего возможного отложения из растворов важное значение приобретает действие различных геохимических барьеров.

Как свидетельствуют данные по древним толщам [16], хемогенное накопление золота происходит в окислительных условиях за счет соосаждения гидроксидов железа и марганца,

а в восстановительных условиях в ассоциации с органическим веществом за счет сорбционных, восстановительных процессов и соосаждения образующимися сульфидами. Повышенные концентрации тонкого золота следует ожидать в зонах накопления приносимого реками глинистого материала, обогащенного сорбированным золотом, а также в районах повышенной биопродуктивности, пространственно сопряженных с источниками выноса металла. Наибольший интерес в качестве источников тонкого золота представляют существенно сульфидные формации, распространенные, в частности, в районах эпиплатформенной активизации в Северной Америке и в кайнозойских геосинклиналях Тихоокеанского пояса. Золото в этих формациях содержится в основном в виде тонкодисперсной примеси в сульфидах. Главную роль тонкое золото играет в эпитермальных убогосульфидных и некоторых среднеглубинных умеренно сульфидных месторождениях.

Основными вопросами в проблеме «тонкого золота» являются: выяснение закономерностей распространения и локализации на побережьях и шельфах золоторудных формаций и промежуточных коллекторов; восстановление истории золота в экзогенных процессах; определение форм его миграции и дифференциации. Следует уяснить, как распределяется и под влиянием каких факторов концентрируется в донных осадках золото, не участвующее в россыпеобразовании.

С эксгальационно-гидротермальными процессами связано формирование второй группы металлоносных образований — бедных глиноземом металлоносных осадков пелагиали, приуроченных к областям срединно-океанических хребтов, рифтовых зон, а также находящихся вблизи островных дуг и отдельных подводных вулканов. Они наиболее развиты в юго-восточной части Тихого океана и на Восточно-Тихоокеанском поднятии [17]. К этой группе металлоносных осадков примыкают рудные осадки глубоководных впадин Атлантик II, Чейн и Дискавери в Красном море и все сульфидные рудопроявления, встреченные на срединно-океанических хребтах, в рифтовых зонах и в островодужных обстановках [5, 6].

Все известные к настоящему времени в океане рудопроявления гидротермально-осадочного происхождения могут быть подразделены по вещественному составу рудных компонентов на три типа: 1) сульфидные (с сопутствующими им гидроксидами и силикатами); 2) гидроксидные и силикатные с резким обособлением друг от друга соединений железа и марганца; 3) гидроксидные и силикатные железомарганцевые (смешанные). Ныне практический интерес представляет металлоносность, связанная с сульфидами.

Несмотря на то, что ряд крупных гидротермальных рудопроявлений на дне океанов был открыт в значительной степени случайно, полученные представления о сульфидных рудах и открытие их месторождений вполне логично следовали из фундаментальных достижений геологии и геодинамики океана, из положений теории тектоники литосферных плит.

Залежи полиметаллических сульфидов образуются путем осаждения из гидротермальных растворов, конвектирующих через центры расширения океанического дна. Ныне известно [6, 15] более 50 гидротермальных рудопроявлений, включая сульфиды, расположенных вдоль опоясывающей Мировой океан системы срединно-океанических хребтов и рифтов. Вид рудопроявлений и месторождений тесно связан с геологической обстановкой места их расположения [6, 15, 21, 23]. Стратиформные сульфидные тела (типа красноморских), вероятнее всего, образуются в условиях ограниченной циркуляции вод на раннем этапе раскрытия океанического бассейна вблизи центров медленного расширения.

Рассеянные сульфиды и штокверки могут формироваться под поверхностью дна, где горячие (300—350°C), кислые, восстановительные гидротермальные растворы смешиваются с холодными, щелочными, окислительными морскими водами, проникающими вниз по трещинам и разломам. Подобные рудопроявления обнаружены под медленно расширяющимся Срединно-Атлантическим хребтом.

Залежи массивных сульфидов формируются там, где гидротермальные растворы разгружаются непосредственно из выводных каналов в нормальную морскую воду. Гидротермальные кратеры располагаются обычно вдоль рифтовых долин, где происходит или происходила недавно вулканическая деятельность. Этот вид рудопроявлений (холмы до 50 м в поперечнике и около 10 м высотой) свойствен таким участкам растяжения коры, где скорость спрединга составляет 6—16 см/год (например, быстро расширяющемуся Восточно-Тихоокеанскому поднятию).

Среди сульфидов океана установлены пирит, пирротин, халькопирит, марказит, сфалерит, галенит и некоторые другие менее распространенные минералы. Все сульфиды обычно выделяются в кристаллическом состоянии в виде сплошных масс, прожилков, цемента брекчий, инкрустаций, пленок и корок на поверхности пород. Вблизи активных кратеров часто образуются пористые губкообразные массы в виде переплетающихся трубок и пленок, состоящих из аморфного кремнезема с вкраплениями и покрытиями сульфидов, с выделениями самородной серы. В окислительных условиях взамен сульфидов на поверхность дна осаждаются оксиды и гидроксиды железа, марганца, водные силикаты.

В образцах сульфидов установлены, в %: цинк — до 50, медь — до 6, серебро — до 0,5, а также существенные количества свинца, кадмия, кобальта, олова, молибдена и др.

В целом происхождение металлоносных осадков и сульфидных руд океана связывается главным образом с обогащением придонной воды и осадка рудоносными растворами, несущими железо, марганец и малые элементы [6, 7, 15, 21, 23]. Однако механизм такого обогащения еще мало изучен. Один из главных вопросов, который остается пока не решенным, — относительная роль источников элементов, обогащающих металлоносные осадки и сульфидные руды. Основной проблемой изучения этих образований является выяснение закономерностей их размещения и формирования в зависимости от разнообразных тектоно-магматических, седиментологических и ландшафтно-геоморфологических условий. Особенно важно раскрытие физико-химических механизмов ассимиляции осадком полезных компонентов из окружающих его фаз (воды и других флюидов).

Процесс железомарганцевого конкрециеобразования — неотъемлемый элемент океанского седиментогенеза. Обширные поля конкреций известны в различных районах Тихого, Индийского и Атлантического океанов, конкреционные образования обнаружены в Южном и Ледовитом океанах. Конкреции и корки залегают на поверхности океанского дна и в толще осадков на глубинах до 800 м и более. Они присутствуют в разрезе осадочного чехла океана, начиная с верхнего мела.

В составе конкреций отмечаются более 40 элементов, при этом никель (0,95—1,40%), медь (0,5—1,1), кобальт (0,2—0,4) и марганец (25—29) в количествах, представляющих практический интерес. Заслуживают внимания содержания редкоземельных элементов, благородных металлов (золото, платина), радиоактивных (уран, торий). Таким образом, с практической точки зрения железомарганцевые образования Мирового океана представляют собой новый перспективный вид полиметалльного минерального сырья [5, 9, 10, 14].

До сих пор нельзя считать окончательно выясненным механизм образования конкреций. Однако главные моменты осаждения и преобразования рудных компонентов можно считать установленными. Некоторый рост концентраций в океане железа, марганца, кобальта, никеля, меди, цинка, свинца, молибдена и других малых элементов не только связан с дополнительным поступлением материала из вулканических очагов, но и обусловлен механизмом осадочного процесса, когда разносу взвешенных терригенных частиц способствуют глобальные гидродинамические циркуляции. С последними связано устойчивое существование гигантских застойных широтных зон, отмечаемое во всех океанах. В центральных частях этих круговоротов происходят вертикальные перемещения вод и обогащение материалом придонных слоев.

Существенная роль в процессе обогащения принадлежит биомассе, выступающей в качестве глобального фильтра терригенного материала [10, 18]. При использовании фитопланктоном железосодержащих взвесей клеткой поглощаются и все сорбированные ими микроэлементы, которые возвращаются в морскую воду после отмирания клетки в виде элементоорганических довольно стойких соединений, способных к далекой миграции. Гидролиз этих соединений всегда дает оксидные формы микроэлементов [4, 18], осаждающихся на дно, в т.ч. в связи с электроповерхностными явлениями и на конкреции.

Отчетливая приуроченность наиболее концентрированных полей распространения конкреций к периферии и центральным частям круговоротных зон свидетельствует о существенной роли глобального гидродинамического режима как фактора, управляющего рудным процессом.

Состав и строение рудного вещества и их форма говорят о коллоидно-химическом механизме миграции и осаждения железа и марганца. Обогащение железомарганцевых скоплений полезными компонентами происходит в процессе сорбции их из водной толщи или из иловых вод железомарганцевым гелем. Предполагается, что на этой стадии формирования конкреций определенную роль могут играть микроорганизмы, которые, погибая, образуют с переходными металлами сложные комплексные соединения.

Важным условием, поддерживающим химические реакции и способствующим росту конкреций, является, по-видимому, постоянное обновление придонной воды, вызванное ее подвижностью под действием придонных течений. Естественно предположить, что для реализации процесса последовательного отложения необходимы длительность контакта между водой и твердой фазой, а следовательно, определенная стабильность физико-химических условий (рН, Eh, температуры, состава растворенных веществ) и стационарность придонных течений. Ясно, что отклонение или изменение какого-либо из этих условий ведет к ускорению или замедлению, или даже прекращению, процесса. Решающим параметром при этом является парциальное давление кислорода, избыток которого способствует переходу Mn из двух- в четырехвалентный и его выпадению в виде геля, активно сорбирующего в процессе коагуляции переходные металлы.

Одним из дискуссионных в проблеме генезиса ЖМК является вопрос об источниках их рудных элементов, имеющих принципиальное значение не только с научной, но и с практической точки зрения, поскольку решение его определяет критерии поиска рудных скоплений в океане. Как известно, существуют три основные концепции относительно первоисточников рудного вещества: 1) твердый сток с континента; 2) вулканизм и связанная с ним гидротермальная деятельность; 3) выщелачивание вулканических образований.

Вероятнее всего, ЖМК представляют собой полигенные образования, формирующиеся за счет материала, поставляемого разнородными источниками. В зависимости от географического, геоморфологического и тектонического положения конкретного района Мирового океана преобладает тот или иной источник, от чего во многом зависит и состав ЖМК.

Как показывают многочисленные исследования, образование ЖМК происходит в самых разнообразных фациальных и тектонических условиях. Выяснение и параметрическая конкретизация обстановок — также важнейшая задача геологических исследований. Пока же можно утверждать, что для образования ЖМК необходимо стечение благоприятных условий, главнейшими из которых являются: обогащенность водной толщи рудными элементами, насыщенность среды кислородом, мобильная гидродинамическая обстановка в придонном слое, низкий темп осадконакопления, слабая обогащенность глинистого или карбонатным веществом, умеренно пересеченный рельеф дна, наличие зон разломов, вулканизма и гидротермальной деятельности, развитие подводного выветривания и эрозии.

Таким образом, принципиальная обобщенная модель рудного конкреционного процесса вытекает из глобальных закономерностей океанского седиментогенеза. Ее главные элементы — механизмы поступления терригенного материала, проходящего через биофильтр, дифференциация вещества под влиянием единой гидродинамической системы и избирательные геохимические процессы накопления рудных элементов в условиях крайне замедленной седиментации, контролируемые локальными стационарными гидродинамическими параметрами.

Освоение металлоносных образований океана — серьезная техническая и инженерная проблема. Плановая организация их поисков, разведки и эксплуатации месторождений требует разработки научно обоснованной стадийности геологоразведочного процесса в океане, создания специализированных судов, оснащенных новейшими системами поиска полезных ископаемых, навигационной привязки и управления. Помимо модернизации техники отбора проб, необходимо создание специальных приборно-аппаратурных комплексов экспресс-аналитической обработки получаемой информации, позволяющих оперативно исследовать физико-химические и физико-механические свойства объектов и на этой основе корректировать направление их поисков и разведки. Особенно важно разработать автоматизированную систему управления процессом производства морских геологоразведочных работ на железомарганцевые конкреции и корки, глубоководные полиметаллические сульфиды и другие руды. Одновременно необходимо создание ряда контрольно-измерительных устройств для постоянного измерения различных экологических параметров, позволяющих осуществлять надежный мониторинг окружающей среды.

Широкое развертывание геологоразведочных и в перспективе эксплуатационных работ в Мировом океане уже сейчас требует создания новой отрасли — океанского горного дела, а в металлогении — нового направления — разработки основ теории океанского рудообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов А.А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. — М.: Наука, 1972.
2. Айнемер А.И. Шельфовые зоны как бассейны седиментогенеза // Седиментогенез и рудогенез. Л., 1984. С. 3—16.
3. Айнемер А.И., Коншин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. — Л.: Недра, 1982.
4. Вертикальная геохимическая зональность океанского осадочного рудообразования / И.С. Грамберг, П.А. Александров, С.И. Андреев и др. // Докл. советских геологов на XXVIII сессии МГК. Л., 1988. С. 49—54.
5. Грамберг И.С. Геология и минералогия океанов // Сов. геология. 1989. № 6. С. 94—101.
6. Гидротермальные сульфидные руды и металлогенные осадки океана / Под ред. И.С. Грамберга, А.И. Айнемера. — СПб.: Недра, 1992.
7. Дмитриев Л.В., Барсуков В.М., Удинцев Г.Б. Рифовые зоны океана и проблемы рудообразования // Геохимия. 1970. № 8.
8. Егизаров Б.Х., Литвинов Э.М. Общая характеристика разрывных нарушений океанического дна // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 11—17.
9. Железомарганцевые конкреции Мирового океана / Сост. С.И. Андреев и др. — М.: Недра, 1984.
10. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана / Под ред. И.О. Мурдмаа, Н.С. Скорняковой — М.: Наука, 1986.
11. Иванова А.М., Суздальский О.В. Россыпная минералогия шельфовых областей Мирового океана // Сов. геология. 1992. № 6. С. 61—63.
12. Карта твердых полезных ископаемых Мирового океана / Под ред. Б.Х. Егизарова, О. Росенкранца. — ЧСФР: ИМС, 1992.
13. Карта теплового потока и гидротермального оруденения в Мировом океане / Под ред. И.С. Грамберга, А.А. Смылова. — Л.: ВСЕГЕИ, 1988.

14. Кобальтоносные железомарганцевые корки океана / С.И. Андреев, Б.Г. Ванштейн, Л.И. Аникеева и др. // Морская геология и геофизика. 1989. Вып. 6. С. 7—22.
15. Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. — М.: Наука, 1990.
16. Металлоносные осадки океанов — новый вид минерального сырья / Б.Х. Егизаров, А.И. Айнемер, С.Г. Краснов и др. // Мировой океан и его минеральные ресурсы. Л., 1981. С. 5—17.
17. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана / Отв. ред. В.И. Смирнов. — М.: Наука, 1979.
18. Механизм образования железомарганцевых конкреций Мирового океана / Б.Х. Егизаров, А.И. Айнемер, С.И. Андреев, Л.И. Аникеева // Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. Л., 1980. С. 5—19.
19. Хаин В.Е. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит // Сов. геология. 1992. № 6. С. 34—40.
20. Ainemer A.I. Placer-Forming Barriers // Marine Mining. 1989. Vol. 8. P.283—291.
21. Ainemer A.I., Krasnov S.G., Sudarikov S.M. Hydrothermal Activity in the Pacific // Offshore Technology Conference. 1989. P. 663—688.
22. Nelson C.N., Hopkins D.M. Sedimentary processes and distribution of particulate gold in the northern Bering Sea // N.S. Geol. Surv. Prof. Paper 689, 1972.
23. Rona P.A. Polymetallic Sulfides at seafloor spreading Centress: a Global Overvold Marine Technology Society Journ. 1982. Vol. 16. N. 13. P. 159.

Топливоно-энергетическое сырье

УДК 552.24.05:553. 93/.96

© Ю. Я. Черненко, 1993

Структурообразование и метаморфизм углей Подмосковского и Тунгусского бассейнов

Ю. Я. ЧЕРНЕНКО (ВНИГРИуголь)

Подмосковский угольный бассейн относится к типу платформенного прогиба, не затронутого тектоно-магматическими процессами, в отличие от Тунгусского бассейна, где осадко- и торфонакопление были прерваны активной эффузивно-интрузивной деятельностью, а угли в различной степени метаморфизованы. Исходя из этого контрастные особенности и выбраны автором для сравнительного анализа по выявлению глубинных геодинамических обстановок в структурообразовании и метаморфизме углей.

Подмосковский угольный бассейн расположен в центральной части Восточно-Европейской платформы; конфигурация в плане в основном зависит от морфологических особенностей сопряженных с ним геоструктур второго порядка. Западная его граница проходит по восточному борту Оршанско-Крестцовского прогиба, южная — по северному склону Воронежской антеклизы. Бассейн относится к структуре третьего порядка, т. е. является внешней западной и южной частями Московской синеклизы — структуры второго порядка по отношению к платформе. Восточная и северная границы угольного бассейна оконтурены по залеганию визейской угленосной толщи на глубине 200 м от современной поверхности. Примечательно, что заложение и развитие Оршанско-Крестцовского прогиба, судя по схеме плотностных и магнитных неоднородностей земной коры [7], обусловлены развитием допалео-

зойского субмеридионального трансрегионального Смоленско-Кировоградского тектонического шва, выраженного в структуре раздела Мохо в виде сравнительно узкого вала той же ориентировки. Западная и южная границы древнего и современного распространения визейской угленосной толщи в Подмосковном угольном бассейне, по всей видимости, связаны с устойчивой инверсией прилегающих структур, начиная с раннего карбона. Так, преобладающие восходящие тектонические движения Оршанско-Крестцовского прогиба и Курского блока Воронежской антеклизы привели к образованию в месте их сочленения дугообразной береговой линии, угленосного бассейна и сопряженной с ними устойчивой области сноса. Поэтому в западном секторе угольного бассейна породы и угольные пласты падают в восточном направлении, в южном — в северном, а на площади их стыка — в северо-восточном.

Характерной геотектонической особенностью угольного бассейна является то, что его заложение и развитие связано с формированием осадочного терригенного платформенного чехла, не испытывавшего в последующем тектоно-магматическую активизацию. Последние тектоно-магматические процессы, судя по геологической карте кристаллического фундамента платформы [3], закончились в позднем протерозое, когда на месте угольного бассейна образовалась довольно

мощная (свыше 45 км) земная кора, в которой к среднему палеозою стабилизировался тепловой поток, связанный с подъемом протерозойских астеносферных выступов или диапиров. В настоящее время, по данным Н. Я. Кунина, Э. Р. Шейх-Заде [11], глубина залегания толщ, характеризующихся скоростью продольных волн $V_p = 8,5$ км/с (H_1), составляет 75 км в Московской синеклизе и понижается до 100 км на Балтийском щите. На всей восточной части Восточно-Европейской платформы в соответствии со схемой распространения и глубиной залегания астеносферного слоя наблюдается отсутствие слоя [11, 13]. О стабилизации теплового потока, по нашему мнению, свидетельствуют, с одной стороны, низкие ($< 10-15^\circ\text{C}/1000$ м) геотермические градиенты земной коры в районе Подмосковского угольного бассейна [12], а с другой — практически полное отсутствие метаморфизма углей и вмещающих пород.

Формирование и развитие внутренних палеозойских локальных (второго и более низких порядков по отношению к структуре Подмосковского угольного бассейна) поднятий и смежных с ними прогибов, судя по геологической карте кристаллического фундамента и геолого-структурной карте [3], связано с гетерогенным строением допалеозойского основания и его последующей тектонической активизацией. Простираения этих структур фиксируются магнитными аномалиями, которые совпадают с простираанием допалеозойских пород в областях локальных поднятий, где обычно залегают допалеозойские штокообразные тела магматических пород.

Геодинамические особенности Подмосковского угольного бассейна в палеозое и позднее, в отличие от допалеозойского основания, выражались в том, что жесткое допалеозойское основание испытывало лишь колебательные тектонические движения, степень дифференциации которых зависела преимущественно от их интенсивности в унаследованных допалеозойских системах разрывных дислокаций, поднятий и прогибов. Все это сказывалось локально на мощностях осадко- и торфонакопления, палеофациальных, литологических и петрографических особенностях терригенных отложений и торфяных залежей, которые за весь последующий период практически не испытывали существенных метаморфических изменений. Так, Ф. С. Бибилов и В. С. Огарев [1] показали, что в стратиграфическом разрезе Подмосковского угольного бассейна угленосность отмечена начиная от среднего отдела верхнего девона до бат-келловей юры. Промышленная угленосность приурочена преимущественно к отложениям боб-

риковского и частично тульского горизонтов нижнего карбона и в еще меньшей степени к бат-келловей. Примечательно то, что наиболее устойчивая промышленная угленосность свойственна раннему карбону центральной части бассейна, т. е. области сочленения структур второго порядка; к северо-западной, южной и восточной его границам она уменьшается.

Несмотря на древний (раннекарбонный) геологический возраст, угли Подмосковского бассейна относятся к типичным бурым (Б2), слабометаморфизованным, а вернее являются в различной степени окисленными гумолитами и сапропелитами. Лишь различия в характере исходного материала, условиях накопления и преобразования его, а также вторичные процессы окисления значительной части углей оказывали весьма существенное влияние [4] на их физические свойства, качественную и технологическую характеристику локальных площадей данного бассейна.

В Тунгусском угольном бассейне линзовидной (1800×1150 км²) формы, площадью 1 045 400 км², выделены [2, рис. 12] Норильский, Арктический, Западный, Центральный, Восточный и Южный угленосные районы. Наиболее изучена угленосность в Норильском, Южном и Центральном районах.

Характерной особенностью этого бассейна является его зональное строение и площадное распространение продуктов пермо-триасовой тектонно-магматической активизации на современной поверхности. Так, по западной, южной и восточной его периферии широко развиты субвулканические и гипабиссальные породы трапповой формации, образуя пояс шириной от 75—90 до 150—200 км. К центру этот пояс сменяется полосой выходов угленосных отложений (С—Р) шириной до 100—150 км, среди которых отмечаются локальные вулканотектонические структуры и поля эффузивно-пирокластических отложений. В центральной наиболее прогнутой части обнажаются исключительно эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные образования, реже субвулканические и гипабиссальные интрузивы той же трапповой формации. Вся эта совокупность в структурном отношении, по мнению многих исследователей, представляет собой Тунгусскую синеклизу и является верхней частью палеозойского чехла на западе Сибирской платформы, осложненной продуктами раннемезозойской тектоно-магматической активизации.

Каменноугольно-пермские отложения слагают угленосно-терригенную формацию, для которой характерны относительно невы-

сокая угленасыщенность, господство субконтинентальных фаций осадков, большое количество внутриформационных размывов и цикличное строение разрезов. В геологическом строении наиболее прогнута (междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок) части угольного бассейна принимают участие (снизу вверх): безугольные грубо-терригенные отложения тушамской свиты (C_{1-2}) мощностью от 20 до 193 м; преимущественно грубо-терригенные (угленосность не превышает 2%) отложения катской свиты (C_{2-3}) мощностью 100—200 м; терригенные (угленосность не превышает 1%) отложения бургуклинской свиты (P_1) мощностью от 85 до 140, редко до 215 м; терригенно-глинистые (угленосность в пределах 2—2,5%) отложения пеляткинской свиты P_2 мощностью от 80 до 270 м; в верхней ее части отмечаются прослои туфов базальтов и примесь пирокластического материала; песчано-аргиллитовые отложения дегалинской свиты (P_2), содержащие пласты каменного угля, а в ее верхней части прослои туфопесчаников и туфоалевролитов; вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения (T_1) мощностью от первых десятков до первых сотен метров, редко до 800 м; континентальные угленосные отложения (J_{1-2} — K) распространены крайне неравномерно. Юрские осадки грубо-терригенны и содержат конкреции и линзы сидеритов и пласты бурых углей; маломощные (до 10 м) меловые глины содержат линзовидные прослои бурого угля. Промышленная угленосность связана с каменноугольно-пермскими отложениями. При этом характер изменения угленосности в каждой свите заметно отличается и зависит от многих причин.

Степень метаморфизма углей Тунгусского бассейна по сравнению с углями Подмоховского бассейна изменяется в широких пределах — от бурых до антрацитов; известны даже месторождения графита, имеющие промышленное значение.

Анализ и обобщение материалов в последние годы в целом для всей Тунгусской синеклизы с учетом новейших представлений о развитии глубинных геодинамических и связанных с ними тектоно-магматических процессов, позволяют дополнить ранее высказанное [17] представление о роли этих процессов в образовании Тунгусского угольного бассейна и изменении метаморфизма углей на площади и в разрезе. Отличительной особенностью этого бассейна являлось широкое развитие взрывного и интрузивного траппового магматизма. На основании этого признака в формировании Тунгусской синеклизы Н. Л. Сапронов [14] выделяет три периода: довулканический,

взрывной вулканический (в широком его смысле) и поствулканический.

Довулканический период охватывает время от окончательной стабилизации фундамента платформы, наступившей после среднепротерозойской тектоно-магматической эпохи [15] до начала мощной вспышки вулканической активности в конце позднего палеозоя. Непосредственно перед мощной вспышкой вулканизма, по мнению многих исследователей, отмечался общий подъем Тунгусской седиментационной области. В этот период развития Сибирской платформы сформировался двухярусный довулканический субстрат. Нижний ярус (кристаллический фундамент) представлен жестким сооружением с блоковой внутренней структурой, а верхний (осадочный чехол) — пластичным плащеобразным телом довулканического субстрата. Объем угленосной толщи в верхнем ярусе сокращен за счет проявления многочисленных внутриформационных размывов, происходивших при дифференцированных локальных поднятиях и опусканиях отдельных участков. Такой характер довулканического комплекса предопределил [14] вертикально-ярусное строение корней вулканоструктур, их различную выраженность в каждом ярусе субстрата основания, а быть может, и в отдельных горизонтах верхнего (каменноугольно-пермского) яруса.

Эпоха *взрывного вулканизма*, объединявшая в конце перми-раннем триасе мощную вулканическую и интрузивную деятельность, согласно мнению многих исследователей, вызвана тектонической активизацией территории Тунгусской синеклизы, обусловленной подкоровыми процессами. Продукты взрывного вулканизма представлены тремя комплексами пород: пирокластическим (включая редкие лавы), субвулканическим (включая гипабиссальные интрузии) и гидротермально-метасоматическим, связанным со становлением эффузивно-интрузивных образований.

На юге Тунгусской синеклизы Н. Л. Сапроновым [14] выделено пять этапов вулканической деятельности, проявления которой формировало последовательный и взаимосвязанный ряд различных типов вулканоструктур. В зависимости от морфологии и особенностей строения корни древних вулканов подразделяются им на кольцевые и линейные вулканоструктуры или суперструктуры, а среди структур аккумуляции различаются вулканические грабены и депрессии. Кольцевым суперструктурам соответствуют группы гравимагнитных аномалий, проявленные на повышенном фоне. По гравиметрическим данным в их фокусе на глубине предполагаются магматические

массы, поэтому кольцевые вулканоструктуры рассматриваются как надочаговые образования, т. е. как корни древних вулканов. Например, в бассейне среднего течения р. Подкаменная Тунгуска и р. Чуни Н. Л. Сапронов [14] уверенно выделяет три кольцевых суперструктуры: Тунгусскую (80×220 км), Северо-Чуньская (60×150 км), Лепчинская ($20-50 \times 110$ км), а также линейные вулканоструктуры размером $5-25 \times 150-300$ км; вулканические грабены ($5-45 \times 50-150$ км) и вулканические депрессии площадью до 5 тыс. км². Последние окружают кольцевые суперструктуры. В Тунгусской суперструктуре бурением установлено уничтожение значительной части отложений (С—Р) в его стволовой части. Сохранившиеся здесь угленосные осадки катской и бургу克林ской свит имеют мощность от 37 до 370 м, а на крыльях этой структуры угленосная толща представлена в полном объеме и по мощности (до 549 м), и по возрасту (вплоть до отложений дегалинской свиты).

На северо-западе Сибирской платформы и на юге Таймырской складчатой области Т. К. Ивановой и др. [10] также выявлено несколько крупных концентрических в плане и конусовидных в разрезе (с вершиной, обращенной в глубокие горизонты) вулканотектонических структур (геодинамических систем) диаметром до 400 км. Эволюция этих структур определяет геологическое развитие всей этой территории в P_2-T_1 и приводит к образованию ряда более мелких (диаметром до $50-60$ км) вулканоструктур, которые формировались на значительно меньших отрезках времени.

Поствулканический период развития наступил после прекращения активной эффузивно-интрузивной деятельности в конце раннего триаса, т. е. уже со среднего триаса эта вулканическая область характеризовалась слабой тектонической активностью. В среднем и позднем триасе продолжалась деструкция положительных форм рельефа. Ей благоприятствовало отсутствие лав в составе суперкрупных построек. В юрское время тектонические движения несколько оживились и территория вовлекалась в опускание, образовывались наложенные на палеовулканический рельеф (палеовулканические структуры) мульды и впадины, выполненные однообразными на огромных площадях континентальными угленосными (с бурями углями) осадками (J_1-2). Меловое — неогеновое время, по заключению П. Ф. Иванкина и других [8], было эпохой всеобщей пенепленизации региона и корообразования, а в конце N и Q — происходили дифференцированные малоамплитудные не-

тектонические движения и ледниковая экзарация.

Природу и механизм отмеченных выше взрывных извержений Н. Л. Сапронов [14] представляет следующим образом.

Сибирская платформа, имеющая пластичный осадочный чехол, длительное время была своеобразным экраном, способствовавшим аккумуляции вещества и энергии, выделившихся в процессе эволюции из недр Земли. В результате под платформой в верхней части астеносферы образовались многочисленные выступы — диапиры, сложенные выплавленным базальтом. Объем диапиров и глубины, достигаемые вершинами, были различны. Наиболее крупные и высоко выступающие благодаря развитию их вещества могли накопить энергию, достаточную для разрушения кровли и образования трещин-каналов, по которым магматические продукты, представленные газами, вулканической суспензией и остаточным дегазированным расплавом, достигали чехла платформы и ее земной поверхности. Так возникли, очевидно, крупнейшие кольцевые суперструктуры длительного формирования. В их основе, вероятно, лежало импульсное высвобождение энергии из «точного» центра.

На последующих этапах взрывного вулканизма происходило нарушение кровли очагов аккумуляции базальтовой магмы линейными разломами, возникшими в результате региональных тектонических движений (последние, по нашему мнению, связаны с глубинными процессами, протекавшими в астеносферном слое). Их появление обеспечивало быструю транспортировку глубинных расплавов в верхние горизонты литосферы. В ходе подъема при пересечении линейных или дуговых разломов с гребнями поднимающихся магматических колонн, где не обеспечивалось равновесное состояние расплава с параметрами на уровне их генерации, осуществлялась дегазация расплава. Все это сопровождалось выделением колоссального импульса энергии (тепловой, сейсмозвуковой, механической). В толще субстрата над камерой дегазации по контуру ударного конуса возникала трещина, а отторгнутый его блок под давлением вулканических газов приподнимался. Это приводило к раскрытию трещины и обеспечивало путь магматическим продуктам к земной поверхности. Вслед за газами и пироматомой по кольцевому или линейному разлому поднимался дегазированный расплав. На меньших глубинах процесс, вероятно, повторялся и формировались глубокофокусные структурные формы.

Разделяя в целом представление Н. Л. Сапронова о природе и механизме взрывного вулканизма в Тунгусской синекли-

зе, необходимо дополнить его данными М. Н. Гришина и др. [6], по которым на территории Сибирской платформы в ее северо-западной части по поверхности Мохо фиксируется очень крупная отрицательная морфоструктура с глубиной залегания 48 км, совпадающая в плане с современной неотектонической зоной воздымания — плато Путорана. В пределах Енисейско-Ханганского регионального прогиба поверхность Мохо приподнята на 9 км. В центральной части прогиба глубина до раздела кора — мантия составляет 32 км. Центральная часть Тунгусской синеклизы характеризуется относительно приподнятым положением раздела кора — мантия с глубиной 39—42 км. Анализ рельефа поверхности консолидированной коры платформенных областей Сибири позволил установить [6], что мощность этой коры находится в прямой зависимости от современного уровня кровли ее поверхности. Чем глубже погружена поверхность консолидированной коры, тем меньше ее мощность и, наоборот. Это свидетельствует о наложенной природе поверхности Мохо, которая в ряде регионов, где мощность осадочного чехла составляет 10—15 км и более, может располагаться внутри гранитно-метаморфического слоя.

Сопоставление геологической карты с приведенными данными обнаруживает в общих чертах соответствие наиболее приподнятых участков поверхности Мохо и наиболее погруженной поверхности консолидированного фундамента (на северо-западной периферии Тунгусской синеклизы) поясу наибольшей насыщенности преимущественно субвулканическими образованиями с широким развитием в нем крупных и более мелких концентрических вулканоструктур, а также полосе с наивысшей степенью метаморфизма углей. А центральной части Тунгусской синеклизы с относительно приподнятым положением раздела кора — мантия и существенной локальной изменчивостью (от 4 до 7, редко 8 км) глубины залегания поверхности консолидированного фундамента соответствуют кольцевые и линейные суперструктуры, а также относительно повышенное изменение степени метаморфизма углей в контурах этих структур, по сравнению с удаленными от них площадями.

Таким образом, Тунгусская синеклиза и одноименный угольный бассейн, начиная с раннекаменноугольного времени развивались одновременно на разных иерархических уровнях: глобальном, региональном и локальном по отношению к Сибирской платформе. В довулканогенный период, по мнению А. В. Чекунова [16], она представляла собой гигантский надочаговый прогиб,

развивающийся благодаря медленному подъему астеносферного слоя в виде крупнейшего астенолита с неравномерным прогревом и размягчением под ним литосферы, обусловив линзовидно-изометрично-неправильную форму всей этой структуры. Прогибание сопровождалось расколами по ее периферии и одновременным оттоком по ним мантийного субстрата, в результате чего заложилась и развивались устойчивые области поднятий, окаймляющих этот гигантский прогиб. Одновременно над кровлей астенолита глобальное прогибание литосферы и бассейна каменноугольно-пермской седиментации осложнялось зарождением и развитием региональных и локальных поднятий, связанных с неравномерным подъемом кровли астенолита в виде диапиров того или иного размера. Это подтверждается большим количеством в районах их развития внутриформационных перерывов в накоплении угленосных отложений, а также наблюдающейся изменчивостью угленосности и метаморфизма углей по площади и в разрезе. Базальтоидные расплавы в областях поднятий, как уже отмечалось, в данный период в небольшом объеме достигали земной поверхности в виде пирокластического, преимущественно пеплового материала.

Накопление угленосных отложений и торфяных залежей происходило только в этап, предшествующий мощному вулканическому и интрузивному магматизму. Эффузивно-интрузивные проявления обусловили прекращение осадко- и торфонакопления, развитие регионального термального и наложенного на него контактового метаморфизма углей.

В эпоху эксплозивного вулканизма, на фоне общего подъема, центральная часть Тунгусского угольного бассейна представляла собой плато, где формировались крупнейшие (региональные) кольцевые и линейные вулканоструктуры, вулканические грабены и депрессии, а также более мелкие (локальные) вулканоструктуры. По периферии бассейна развивался пояс устойчивых поднятий, где внедрялись огромные массы преимущественно субвулканических и гипабиссальных интрузий трапповой формации.

Отмирание активной эффузивно-интрузивной деятельности в Тунгусском бассейне привело к разрушению вулканоструктур с последующим накоплением в пониженных частях рельефа терригенных осадков (J₁₋₂) с редкими торфяными телами. Осадки обычно рыхлые или слабо сцементированные, процесс углефикации торфяных залежей прекратился на стадии бурых углей.

В отличие от юрских углей интенсивность метаморфизма каменноугольно-пермских

углей обнаруживает зависимость, по всей видимости, не от глобального теплового потока, связанного с медленно поднимавшейся кровлей крупнейшего астенолита, а от масштабов очаговых зон (диапиров), обусловивших формирование региональных или локальных вулканоструктур и объемов магматических масс трапповой формации в них. Подтверждается это, с одной стороны, особенностями глубинного температурного режима западной части Сибирской платформы, а с другой — наблюдающимся характером метаморфизма углей по площади и в разрезе. Так, 200-километровая мощность полученная по интерпретации сейсмических и магнитотеллурических данных [18], особенно близка к максимальной мощности континентальной литосферы, если основной тепловой поток астеносферы составляет 18—20 мВт/м². Поэтому, очевидно, пермо-триасовый магматизм Сибирской платформы не сопровождается заметным нарушением термального режима литосферы. Предполагается, что трапповый магматизм вызван плавлением эклогитовых линз в нижней части мощной литосферы, т. е. им могут соответствовать изолированные очаговые зоны, которые формировали отдельные региональные вулканоструктуры или их группы. Этим и объясняется наблюдаемое довольно пестрое изменение метаморфизма углей, связанное не с единой очаговой зоной под Тунгусским бассейном, а с многочисленными вулканоструктурами. Для последних были характерны свои тепловые режимы, зависевшие от объема в них магматических масс. Подтверждается это сохранившимися реликтами бурых углей, которые имеют сравнительно небольшое распространение, встречаясь в основном по южной и восточной окраине угольного бассейна [5]. Бурые угли обычно удалены от вулканоструктур или расположены на их периферии.

Анализ схемы распространения углей различного состава, проведенный И. К. Яковлевым в 1964 г., в целом для всей территории бассейна и более детально по западной его части показывает, что увеличение степени регионального метаморфизма углей от бурых до антрацитов включительно с востока на запад увязывается с увеличением объема траппового вулканизма в этом же направлении. А изменение метаморфизма углей сверху вниз по разрезу определяется многочисленными местными отклонениями, обусловленными объемом магматических образований и проявлениями контактового метаморфизма. Так, в катской (С₂₋₃) и бургуклинской (Р₁₂) свитах антрациты и полуантрациты отмечаются спорадически почти на всей площади бассейна в местах наибольшего сгущения трапповых тел и непосредст-

венного соприкосновения траппов с углями. Наиболее метаморфизованные разности углей и графиты расположены в верхней части среднебургуклинской подсвиты вследствие метаморфизирующего влияния вышележащих сложных интрузий, разделяющих бургуклинскую и пеляткинскую свиты. В пеляткинской и дегалинской свитах распределение углей различной степени метаморфизма как по площади, так и в разрезе носит также зональный характер и обнаруживает связь с их насыщенностью трапповыми телами. Наиболее метаморфизованные угли развиты в пределах западного борта Нижнетунгусской впадины, а также на участке Учамского купола, однако площадь их развития меньше, чем в нижележащих свитах.

Полоса развития коксовых и жирных углей также связана с масштабами трапповых образований. Прослеживается она вдоль западной окраины бассейна от Имангдинского месторождения на севере через Водопаднинское на р. Нижней Тунгуске и верховьях р. Учамы. От верховьев этой реки полоса развития спекающихся углей, огибая с юга Учамский купол, протягивается широкой лентой в юго-восточном направлении до р. Илимнеи. В бассейнах верхних течений р. Чуни и Таймуры установлен ряд выходов пластов углей измененных до стадии жирных и коксовых. К северу от р. Таймуры и к югу от р. Чуни располагаются обширные области внутренней части угольного бассейна, в основном со слабометаморфизованными каменными углями. Средне- и высокометаморфизованные угли здесь встречаются спорадически в местах сгущения сети мелких интрузий, но крупных месторождений не образуют.

Вертикальная зональность углей в пеляткинской и дегалинской свитах четко выражена, однако из-за проявления контактового метаморфизма не всегда следует правилу Хильта. Градиент изменения выхода летучих веществ как на различных отрезках разреза, так и на разных участках неодинаковый.

Многочисленные опубликованные в последние десятилетия работы по различным районам и в целом по всему Тунгусскому угольному бассейну лишь уточняют и дополняют высказанные ранее [15] представления о термальном, региональном и контактовом метаморфизме углей, а также показывают ту или иную зависимость метаморфизма углей от насыщенности угленосных отложений магматическими образованиями.

В заключение следует отметить:

основной причиной очень слабого (до стадии бурых углей) изменения торфяных залежей в Подмосковном угольном бассейне мы считаем не малую глубину их древнего и современного залегания, как предполагали

предыдущие исследователи [1, 4], а отсутствие активного астенолитового слоя. Вследствие этого здесь не происходили син- и постседиментационные (каменноугольные и более молодые) тектоно-магматические активизации, с которыми могли бы быть связаны повышенные тепловые потоки, и соответственно повышенные температурные градиенты в верхних горизонтах земной коры;

для Тунгусского угольного бассейна в отличие от Подмосковного на его раннем этапе (C_2-P_1) под складчатым кристаллическим фундаментом и относительно мощным ранне-среднепалеозойским осадочным чехлом происходила аккумуляция вещества и энергии, выделявшихся в процессе глубинного эволюционного развития астеносферного слоя, с образованием разноглубинных диапиров. На поверхности они контролировали размещение и амплитуды опущенных и смежных с ними приподнятых площадей с благоприятными палеофациальными условиями для позднепалеозойского осадко- и торфонакопления. На более позднем этапе (P_2-T_1) поднимался эффузивно-пирокластический материал, внедрялись субвулканические и гипабиссальные интрузии, образуя различные по форме и размеру вулканоструктуры. В итоге все это привело к прекращению нормального терригенного осадко- и торфонакопления на всей площади угольного палеозойского бассейна;

интенсивность метаморфизма углей зависела не от глобального теплового потока, связанного с медленно поднимавшейся кровлей крупнейшего астенолита, а от масштабов очаговых зон (диапиров), обусловивших формирование региональных и локальных вулканоструктур и объемов в них магматических масс трапповой формации. Последние также влияли на наблюдающуюся изменчивость угленосности и метаморфизм углей на площади и в разрезе;

с отмиранием эффузивно-интрузивных процессов наступила пенепленизация вулканического палеорельефа и существенное ослабление теплового потока (соответственно температурного градиента), обусловленное остыванием и погружением астеносферного слоя. Эти процессы сопровождалась общим погружением, в результате которого в J_1-2 происходило унаследованно-наложенное преимущественно груботерригенное осадко- и торфонакопление на фоне продолжающегося снижения температурного градиента, характерного для неактивизированных платформенных областей. Благодаря этому процесс углефикации в юрских бассейнах седиментации закончился на стадии бурых углей.

С учетом изложенного выше мы поддерживаем высказанные предыдущими исследователями рекомендации о том, что в Тун-

гусском угольном бассейне необходимо проводить дополнительные разведочные работы для оконтуривания интрузивных тел и изучения качества углей с целью исключения участков, не пригодных для рациональной эксплуатации. Необходимо добавить, что, начиная уже с поисковой стадии, здесь надо проводить комплекс площадных геофизических (магнитометрия, гравиметрия, электропрофилирование и др.) исследований, которые позволят до начала той или иной стадии геологоразведочных работ иметь представление о морфологии, размерах и внутренней сложности вулканических структур, морфологии, размерах и объеме в них магматических тел и зависящей от этого возможной зональности изменений качества углей. Поэтому изучение каждого такого угольного месторождения и изменение в нем качества углей, расположенного в контурах региональной или локальной вулканоструктуры, необходимо увязывать с ее внутренним строением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилов Ф. С., Огарков В. С. Физические свойства, химический состав, технологическая характеристика углей // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., 1962. Т. 2. С. 176—192.
2. Быкадоров В. С. Тунгусский угольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., 1964. Т. 8. С. 69.
3. Вардянянц Л. А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. М-б 1:2 500 000. — М.: ГУГК, 1968.
4. Волков К. Ю., Виноградов Б. Г., Михайлова Е. В. Тектоника // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., 1962. Т. 2. С. 52—67.
5. Геология нефти и газа Сибирской платформы. — М.: Недра, 1981.
6. Глубинное строение земной коры платформенных областей Сибири / М. Н. Гришин, О. Г. Жеро, В. Н. Крамник и др. // Глубинное исследование недр СССР. Докл. сов. геологов на 28 сессии МГК. Л., 1989.
7. Глубинные неоднородности земной коры юга Восточно-Европейской платформы / А. В. Чекунов, В. Б. Соллогуб, Т. В. Ильченко и др. // Геофизический журнал. 1990. Т. 12. № 4. С. 3—22.
8. Иванкин П. Ф., Мусатов Д. И. Некоторые аспекты тектоники, магматизма и металлогении Сибирской платформы // Проблемы геологии древних платформ. Красноярск, 1973. С. 47—65.
9. Иванови Т. К., Иванов М. К., Нагайцева Н. Н. Закономерности размещения вулканогенных образований трапповых полей северо-запада Сибирской платформы и Таймыра // Рудо-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985. С. 16—33.
10. Иванова Т. К., Иванов М. К., Ленчук Д. В. Модели тектоно-магматических структур трапповых полей северо-запада Сибирской платформы // Сов. геология. 1990. № 9. С. 28—33.
11. Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Ф. Строение верхней мантии Евразии // Геофизический журнал. 1991. Т. 13. № 2. С. 14—25.
12. Моисеенко У. И., Смыслов А. А., Родионова А. Н. Объяснительная записка к карте геотермического режима земной коры территории СССР. М-б 1:10 000 000. — Л.: ВСЕГЕИ, 1978.

13. Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. — М.: Недра, 1979.
14. Сапронов Н. Л. Древние вулканические структуры на юге Тунгусской синеклизы. — Новосибирск: Наука, 1986.
15. Угленосность // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., Т. 8. С. 107—116.
16. Чекунов А. В. Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3—15.
17. Черненко Ю. Я. Роль эффузивного и интрузивного магматизма в формировании верхнепалеозойских угольных бассейнов и месторождений Южно-Сибирского региона: Тез. докл. VII Всесоюз. палеовулканического симпозиума. Ч. II. Ташкент, 1986. С. 70—73.
18. Zorin Yi. A. Maximum thickness of the lithosphere and heatflow of continents // Tectonophysics. 1989. Vol. 164. № 2—4. С. 117—120.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.078

© В. П. Феоктистов, А. К. Иогансон, 1993

Типы обстановок локализации рудных районов в рудоносных осадочных бассейнах

В. П. ФЕОКТИСТОВ, А. К. ИОГАНСОН (ВСЕГЕИ)

Под рудным районом обычно понимается часть металлогенической зоны, выделяемая по основному признаку — локализации одного или группы сближенных промышленных рудных месторождений и сопровождающего их шлейфа рудопроявлений. Принципы выделения и типизации рудных районов, связанных с магматическими образованиями, рассматривались неоднократно [2,5]. Менее освещены эти вопросы применительно к рудоносным площадям со стратиформным оруденением в стратифицированных металлогенических зонах. Такое положение, по-видимому, обусловлено тем, что структурно-вещественные неоднородности, которые в общем случае определяют положение районов максимальной концентрации оруденения, в седиментационных структурах проявлены часто в неявной форме, а связь оруденения с конкретными структурными элементами и литологическими телами не всегда очевидна и однозначна. Это, в свою очередь, является следствием разнообразия механизмов дифференциации и последующей концентрации рудного вещества в осадочных бассейнах.

При выделении и типизации рудных районов со стратиформным оруденением, рассматриваемых как составные части рудоносных осадочных бассейнов (суббассейны), необходимо учитывать следующую специфику размещения стратиформного оруденения в региональном плане: дискретность распределения оруденения в разрезе и по площади осадочных бассейнов, многообразие морфологических типов его проявления; закономерную приуроченность оруденения к устойчивым стратиграфо-формационным уровням разреза осадочных комплексов (ге-

олинз); группировку разноранговых рудных объектов, носящую узловую характер, на структурно изолированных площадях внутри рудоносного осадочного бассейна.

Эти признаки позволяют определить рудный (или потенциально рудный) район стратиформного оруденения как часть рудоносного осадочного бассейна, характеризующуюся концентрацией проявлений оруденения при структурно-литологической обособленности и выраженном развитии стратиграфо-формационных уровней в разрезе осадочного комплекса. Приведенное определение инвариантно относительно вещественно-геодинамических типов рудоносных осадочных бассейнов, т. е. названные индикационные признаки рудных районов стратиформного оруденения универсальны и могут проявляться в бассейнах разных геодинамических обстановок. Конкретное выражение таких признаков, как структурно-литологическая обособленность и рудоносный стратиграфо-формационный уровень, будет разным в зависимости от вещественно-динамического типа осадочного бассейна. Это в полной мере согласуется с выводом И. Н. Томсона о том, что «факторы, контролирующие концентрацию оруденения (т. е. определяющие положение рудного района), нередко носят общий характер, т. е. могут определять концентрацию оруденения самого различного состава» [5, с. 6].

Площадь рудных районов варьирует от первых сотен до первых тысяч квадратных километров. Их пространственное положение, морфология и объемы обуславливаются особенностями становления бассейнов: развитием седиментационных блоковых структур и разграничивающих их нарушений,

определяющих в общем случае неоднородности рельефа ложа бассейнов седиментации, неравномерность прогибания отдельных их частей и связанные с этим фациальные неоднородности, развитие «секущих» элементов типа подводных каньонов, дельт и т. п.; ритмичностью и прерывистостью накопления осадочных формаций и комплексов, определяющих позицию рудоносных уровней; литодинамическими, палеоклиматическими условиями осадконакопления, глубиной бассейна, режимом поступления эндогенного материала в бассейн седиментации. Влияние перечисленных факторов в конечном счете интегрируется в структурно-вещественной неоднородности рудоносных осадочных бассейнов и дискретности распределения стратиформного оруденения.

Основные факторы, определяющие пространственное положение рудных районов в осадочных бассейнах как особых их частей — суббассейнов — можно свести к двум группам: структурным, выражающимся в контроле стратиформного оруденения конседиментационными структурами; стратиграфо-формационным и литологическим неоднородностям в разрезе рудоносных формаций и комплексов, определяющим проявление литологического и формационного контроля оруденения. Типизация обстановок локализации рудных районов может быть проведена по этим группам признаков (таблица).

Палеогеографические обстановки осадконакопления в бассейнах в самом общем виде ранжированы по вертикальной оси — от субаэральных континентальных до все более глубоководных субмаринных.

Основные палеотектонические структуры осадочных бассейнов — локальные (до сотен — первых тысяч квадратных километров) палеодепрессии и палеоподнятия. Они устанавливаются во всех осадочных бассейнах по распределению мощностей, фаций, перерывов, фаунистических комплексов и других элементов осадочных толщ, как правило, стандартными методами геологического картирования, но иногда только специализированными литолого-стратиграфическими исследованиями.

Стратиграфо-формационные и литологические неоднородности, влияющие на размещение оруденения в литологических телах, выполняющих конседиментационные структуры, могут быть разделены на три типа: интервалы разреза с контрастным вертикальным строением рудоносных формаций и комплексов, выделяемых в качестве рудоносных горизонтов и пачек; рудоносные осадочные линзы, фиксирующие зоны латеральных контрастных переходов между литолого-фациальными парагенезами в составе рудоносной осадочной формации (комп-

лекса); внутри-и межформационные перерывы и несогласия в строении осадочных комплексов.

Сочетание конседиментационных тектонических структур с одним из типов стратиграфо-литологических неоднородностей в строении осадочного комплекса и обуславливает тип геологической обстановки рудного района со стратиформным оруденением (см. таблицу) или, иначе говоря, тип структурно-литологического коллектора, заключающего стратиформное оруденение. Специфика геологической обстановки определяется также палеогеографическим типом осадочных бассейнов.

Конседиментационные депрессии характерны для всех типов рудоносных осадочных бассейнов. К рудным районам конседиментационных депрессий приурочены крупные скопления разнообразных полезных ископаемых нередко крупных по запасам уникальных месторождений. В качестве примера можно привести меднорудные (Намингинский в Удоканском бассейне), уран-золоторудные (Ист-Ранд в бассейне Витватерсранд), медно-ванадий-урановые (Лисбон-Валли в бассейне Колорадо), полиметаллические (Холоднинский в Олоkitском бассейне), золото-сурьмяные и золото-редкометалльные (Адыча-Тарынский в Яно-Колымском бассейне) и др.

В субаэральных бассейнах конседиментационные депрессии выполняются, как правило, пестрыми по составу аллювиально-дельтовыми, озерно-аллювиальными, золовыми отложениями, которые накапливались преимущественно в окислительной среде, а восстановительные обстановки возникали sporadически. Бассейны располагаются обычно во внутренних частях плит, возникают и развиваются при их деструкции, в рифтогенных зонах, отличающихся значительной контрастностью тектонических движений. Вследствие этого они выполнялись относительно слабо дезинтегрированным материалом, поступавшим из смежных областей денудации. В результате создавались благоприятные условия для формирования механогенных рудных образований в виде ископаемых россыпей. Одновременно формирующиеся слабо дифференцированные глинисто-терригенные толщи, наследующие геохимическую специализацию размываемых комплексов, при наложении на них процессов инфильтрации и кислотного выщелачивания захороненными пластовыми водами являлись автономным источником ряда металлов. Осаждение и аккумуляция рудных элементов происходили при наличии благоприятных литологических и структурных коллекторов и окислительно-восстановительных барьеров. При дефиците

Обстановки локализации рудных районов со стратиформным оруденением (рудноносные суббассейны)

Осадочные бассейны	Осадочные комплексы	Рудоконтролирующие стратиграфо-вещественные неоднородности	Преобладающие обстановки седиментации	Типы седиментационных структур		
				Депрессии	Поднятия	
					Склоны	Апикальные части
Субаэральные	Терригенные	Согласные – рудоносные пачки	Речные долины	Лисбон-Валли (Колорадо) – U, V, Cu	Каргалинский район (Приуралье) – Cu, Ag; районы россыпной рудоносности – Au, Sn и др.	
			Наземные конуса выноса	Ист-Ранд (Витватерсранд) – Au, U		
			Озерные котловины	Оз. Сёрлз (Калифорния) – W, Li, B; Привятский район (Русская плита) – Cu		
		Кососякущие рудоконтролирующие зоны контрастного латерального замещения, перерывы и несогласия	Подводные дельты	Намингянский район (Удокан) – Cu (Ag, Au)		
			Субконтинентальные отложения	Раббит-Лейк (Атабаска, Канада) – U, Ni, Co, Au, Cu		
		Согласные – рудоносные пачки	Бары, отмели	Нижнесилезский район (Польша) – Cu, Ag, МПГ, Pb, Zn		Прибрежные россыпи Au, Sn
	Терригенно-карбонатные	Кососякущие – зоны контрастного латерального замещения и выклинивания, перерывы и несогласия	Лагуны, мульды на отмели	Бигадиш (Турция) – В; Малый Каратау (Южный Казахстан) – Р		
			Застойные впадины глубокого шельфа	Миргалимсайский и др., Большой Каратау (Казахстан) – Pb, Ba; Мак-Артур-Ривер (Австралия) – Zn, Pb, Ag; Сонглинь и др. (Южный Китай) – Ni, Mo, МПГ; Карлиш (Невада) – Au, Hg, As		
			Внутренние поднятия		Джезказганский (Центральный Казахстан) – Cu, Ag, Pb	
		Рифы, органогенные массивы		Юго-восток Миссури (США) – Pb, Zn; Пайн-Пойнт (Канада) – Zn, Pb; Сардана (Якутия) – Zn, Pb, Ge	Шинг-Магианский район (Кыргызстан) – Sb, Hg	
Карбонатные и песчаные банки		Ангарский район (Сибирская платформа) – Cu	Наван (Ирландия) – Zn, Pb; Иллинойс-Кентукки (США) – Zn, Фл			
Терригенные, кремнисто-глинистые	Согласные рудоносные пачки	Глубоководные иловые впадины	Верхнеенашимский район (Енисейский край) – Au, Sb (W); Холодинский (Северное Прибайкалье) – Zn, Pb			
		Абиссальные депрессии	Южно-Тихоокеанское поле – Fe, Mn, Co			
		Внутриокеанические поднятия, склоны хребтов	Районы Восточно-Тихоокеанского поднятия – Cu, Pb, Zn, Fe, Mn			
Океанические						

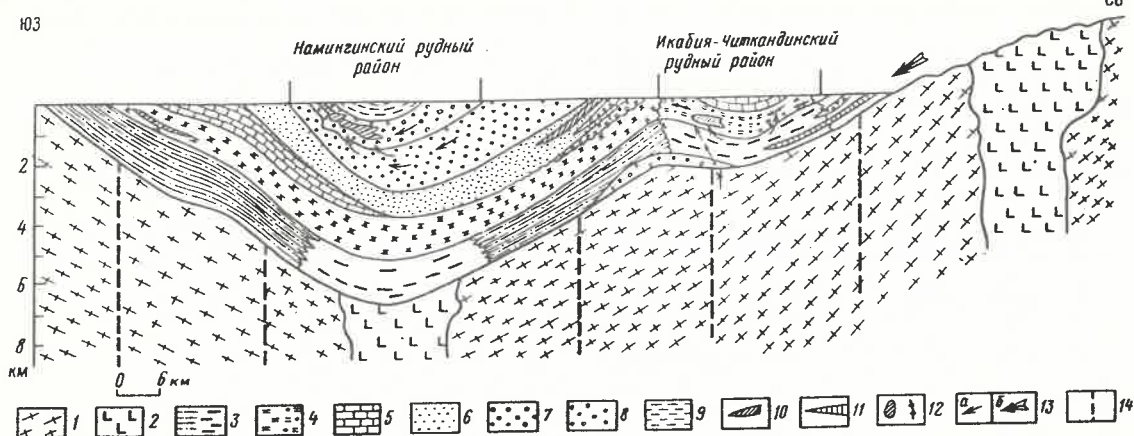


Рис. 1. Палеогеологический профиль Удоканского эпикратонного рудоносного осадочного бассейна на время накопления намингинской свиты:

архейский фундамент: 1 — гранит-метаморфический комплекс, 2 — зеленокаменные комплексы; чинейская флишидная серия, формация: 3 — аргиллит-алевролит-песчаниковая тонкоритмичная, частично углеродистая, 4 — алевролит-алевропесчаниковая среднеритмичная меденосная, 5 — доломит-алевролитовая (возможно, галопелитовая); кеменская молассовая серия, формации: 6 — алевролит-песчаниковая среднеритмичная меденосная, 7 — песчаниковая неясноритмичная красноцветная, 8 — песчаниковая пестроцветная меденосная, 9 — аргиллит-алевролитовая тонкоритмичная; 10 — углеродистые породы; 11 — поверхности размытия, линзы гравелистов и конгломератов; 12 — линзы и пласты серебро-меденосных пород; 13 — направления: а — движения подземных вод, б — сноса с денудированных блоков; 14 — разломы

захороняющегося органического вещества существенную роль играли горизонты с повышенной углеродистостью. Важным источником углеводородов могли служить смежные нефтегазоносные структуры. Сочетание указанных факторов, вероятно, и определило широкое развитие в рассматриваемом типе рудных районов оруденения инфильтрационного и осадочно-эпигенетического (гидрогенного) происхождения.

Литолого-фациальное выполнение палеодепрессий определяет распределение стратиформного оруденения в составе рудовмещающих формаций. В мощных дельтовых линзах отмечается многоярусность рудных тел, мигрирующих снизу вверх по разрезу от бортов палеодепрессий к их внутренним частям. Так, в Намингинском районе Удоканского палеобассейна рудные тела кулисообразно смещаются снизу вверх по разрезу в юго-западном направлении в интервале разреза до 440 м (рис. 1).

В озерно-аллювиальных отложениях оруденение нередко имеет сложную, прерывистую конфигурацию, контролируется терригенными телами, выполняющими палеовпадины. Именно песчаные тела палеорусел заключают значительную часть медно-ванадий-уранового оруденения в рудных районах бассейна Колорадо. Уникальные концентрации уран-золоторудной минерализации бассейна Витватерсранд отмечаются в сложно построенных наземных конусах выноса (рис. 2).

Важную рудоконтролирующую роль выполняют перерывы и несогласия в стратифицированных комплексах. Литолого-стра-

тиграфические неоднородности этого типа также тяготеют к бортам палеопрогибов и могут контролировать как ареалы россыпной рудоносности, так и некоторые разновидности эпигенетического оруденения типа «несогласия». В такой позиции локализуются, например, урановорудные районы бассейна Атабаска.

Палеоподнятия в субэвральном бассейне часто фиксируются речными долинами, выполненными пойменно-русовыми глинисто-терригенными осадками, в которых может локализоваться гидрогенное урановое или медное оруденение. В такой обстановке располагается, например, Каргалинский меденосный район Оренбургского Приуралья.

В краевых частях бассейнов с терригенной седиментацией типичной обстановкой локализации оруденения являются внутренние палеоподнятия, которые подчеркиваются барями или зоной смены континентальных отложений субмаринными. Характерный пример подобной обстановки — Нижнесилезский меденосный район в Польше, где пластовое медное и комплексное оруденение в основании разреза цехштейна приурочено к участкам развития отложений роте фойле, представляющих относительно поднятые блоки позднепермского бассейна.

Показательно положение крупнейшего Джезказганского рудного района, охватывающего склоны Кенгирского внутреннего палеоподнятия и совпадающего с ними фациального перехода озерно-аллювиальных отложений в бассейновые, где формировалось эпигенетическое медное оруденение.

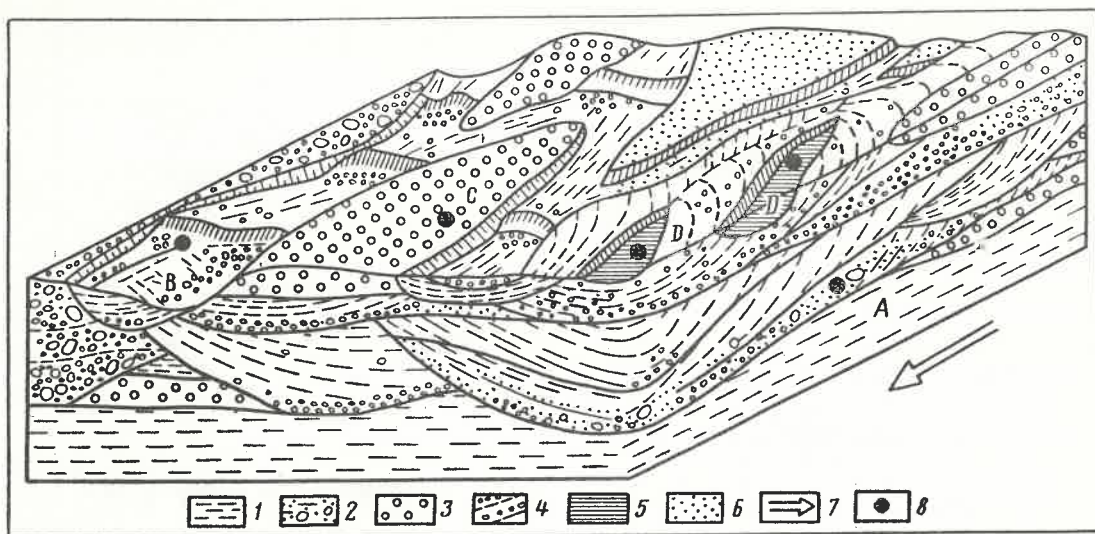


Рис. 2. Объемная фациальная модель Композит-Рифа (Западный Ранд, бассейн Витватерсранд) [8] :

1 — горизонтально-слоистые обломочные фации лежачего бока; 2 — слабо сортированные грубослоистые конгломераты (отложения временных потоков); 3 — продольные гравийные бары (стречневые отложения речных русел); 4 — поперечные гравийно-песчаные бары (речные дюны) с мульдобразной кривой слоистостью; 5 — отмершие русла (высокоуглеродистые пиритовые иловые старицы); 6 — чистые перелотложенные косослоистые кварциты висячего бока; 7 — речные палеотечения; 8 — участки аккумуляции золота, типы ловушек: А — в основании стречневых потоков (базальный тяжелый шлик), В — в кровле поперечных баров, под основанием перекрывающего бара (перемытый тяжелый шлик), С — в кровле стречневых потоков (открытие ловушки тяжелого шлика последующего тиховодного режима), D — в высокоуглистых иловых старицах

В субмаринных бассейнах конседиментационные депрессии выполнялись различными типами осложнений — терригенными, глинистыми, карбонатными, кремнистыми и их сочетаниями. Чаще всего депрессии характеризовались затрудненным водообменом, что при поступлении достаточного количества органического материала способствовало возникновению восстановительных условий и генерации сероводорода. Таким образом, депрессии представляли собой своеобразные геохимические ловушки, попадая в которые, растворенные в воде тяжелые металлы легко осаждались и постепенно накапливались в виде син-диагенетических концентраций. Вопрос об источниках металлов остается дискуссионным, но большинство исследователей склоняются к мысли о необходимости эндогенного источника для формирования промышленных месторождений. Общая черта строения субмаринных осадочных толщ, выполняющих депрессии, — их тонкая слойчатость и ритмичность, обычно турбидитного типа. В соответствии с этим и в рудных телах преобладают тонкополосчатые и микроритмичные текстуры.

Классическим примером субмаринной рудоносной депрессии служит рудный район Мак-Артур-Ривер — часть среднепротерозойского осадочного бассейна Мак-Артур на севере Австралии [4]. Полиметаллические месторождения и рудопроявления сконцентрированы в пределах палеодепрессии Бул-

бурра (400 км²) и по ее восточному обрамлению. Контуры палеодепрессии определяются распространением формации Барни Крик — относительно глубоководных темноцветных углеродистых пиритовых туфогенно-доломитово-глинистых осадков, резко обособляющихся на фоне окружающих сульфатно-доломитовых отложений сэбхи и литорали. Быстрое относительное погружение палеодепрессии фиксируется развитием в ее прибортовой части мощной (до 500 м) толщи разнообломочных доломитовых брекчий, представляющих осыпи рампы устойчивой синхронной карбонатной платформы. Залежи четко стратифицированных галенит-сфалерит-пиритовых руд (в т. ч. гигантское по запасам месторождение Н. У. С.) приурочены к отдельным локальным застойным впадинам площадью 0,5—2 км² — локальным суббассейнам депрессии Булбурра. Среди склоновых брекчий и массивных доломитов восточного борта впадины залегают неправильной формы сульфидные полиметаллические залежи, вероятно, сформировавшиеся близсинхронно с пластовой залежью Н. У. С. [6].

Сонглинь и другие рудные районы Южного Китая с уникальными концентрациями никель-молибденовых (с платиноидами и золотом) «черносланцевых» пластовых руд [7], по-видимому, образуют цепочку локальных застойных впадин на внешнем шельфе кембрийского морского бассейна.

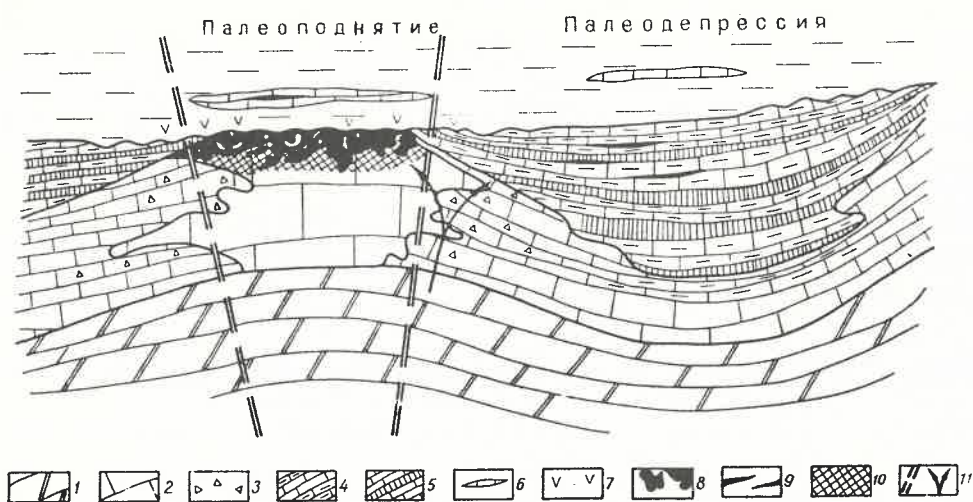


Рис. 3. Палеогеологическая схема рудного района Заратшанского типа с джаспероидным Sb-Hg оруденением [1]:

комплекс пассивной окраины S_2-D , фации: 1 — литоральная сульфатно-доломитовая S_2-D_1 , 2 — рифовая известняковая D_1 , 3–5 — околорифовые бассейновые: 3 — предрифовые обломочные шлейфы D_1 , 4 — глинисто-карбонатная внешнего шельфа D_{1-2} , 5 — карбонатно-глинисто-кремнистая относительно глубоководная (некомпенсированный прогиб D_{1-3}); пострудный перекрывающий комплекс задугового бассейна S_1 : 6 — турбидитные и олистостромовые отложения, 7 — проявление среднего и кислого вулканизма; рудные и сопутствующие образования D_3 : 8 — оруденелый палеокарст, 9 — пластообразные рудоносные залежи, 10 — гидротермальные метасоматиты — джаспероиды, доломитолиты, 11 — рудоносные гидротермы по конседиментационным разломам

Анализ материалов по золоторудным районам с месторождениями типа Карлин в Неваде позволяет предположить, что первичные концентрации тонкодисперсного золота (совместно с мышьяком, ртутью, сурьмой) в некоторых из этих районах (в частности, связанных с силур-девонской формацией Робертс Маунтинс, — Линн, Джеррит Каньон) локализованы в застойных пририфовых (?) илово-карбонатных впадинах в пределах внешнего шельфа раннепалеозойского бассейна пассивной окраины на западе США.

Рудоносные локальные палеоподнятия особенно характерны для субмаринных карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных бассейнов, где они обычно выражены органогенными массивами (рифами) или банками. Со структурами такого типа (их склоновыми или апикальными частями) связаны многочисленные, в т. ч. крупнейшие, рудные районы типа долины Миссисипи (свинцово-цинковые, нередко с барритом и флюоритом), районы сурьмяно-ртутного джаспероидного оруденения (рис. 3). Длительность формирования локальных палеоподнятий может составлять многие десятки миллионов лет, в течение которых сохранялась контрастная лагерьная дифференциация обстановок между поднятием (карбонатной платформой, рифовым массивом) и сопряженной с ним седиментационной мульдой. Зоны конседиментационных разломов по границам разнотипных локальных структур нередко служили путями проникновения эндогенных рудоносных растворов. Для палеоподнятий характерно развитие поверхностей размыва и субаэрального

перерыва, фиксируемых, в частности, проявлениями палеокарста, нередко рудоконтролирующего.

Своеобразный пример локальной рудоносной обстановки на палеоподнятии — рудный район Наван, включающий одноименное крупное свинцово-цинковое месторождение и несколько мелких однотипных в мелководном карбонатном комплексе нижнего карбона (динант) Центральноирландского внутрикратонного бассейна. Контуры рудного района седиментологически описываются зоной распространения палеовых слоев — фациально изменчивой толщи калькаренитов мощностью до 180 м, предположительно представляющих отложения приливного канала, врезавшегося в массивные микриты карбонатной отмели (рис. 4). Основное рудное тело Наван проецируется над пересечением оси канала с разломом в каледонском фундаменте, входящим в систему крупной «сутуры» Япетус. Детальные исследования, проведенные К. Эндрю и Дж. Эштоном [6], позволили восстановить достаточно сложную историю формирования галенит-сфалеритовых руд, верхний возрастной предел которого однозначно ограничен предсредневизейским подводным размывом с рудокластами палеовых слоев и самыми поздними эксгальационно-осадочными скоплениями сульфидов в основании перекрывающей глубоководной турбидитной глинисто-карбонатной толщи (см. рис. 4). Пульсационный характер тектонических движений (главным образом активных проседаний) и сопровождавших их рудных под-

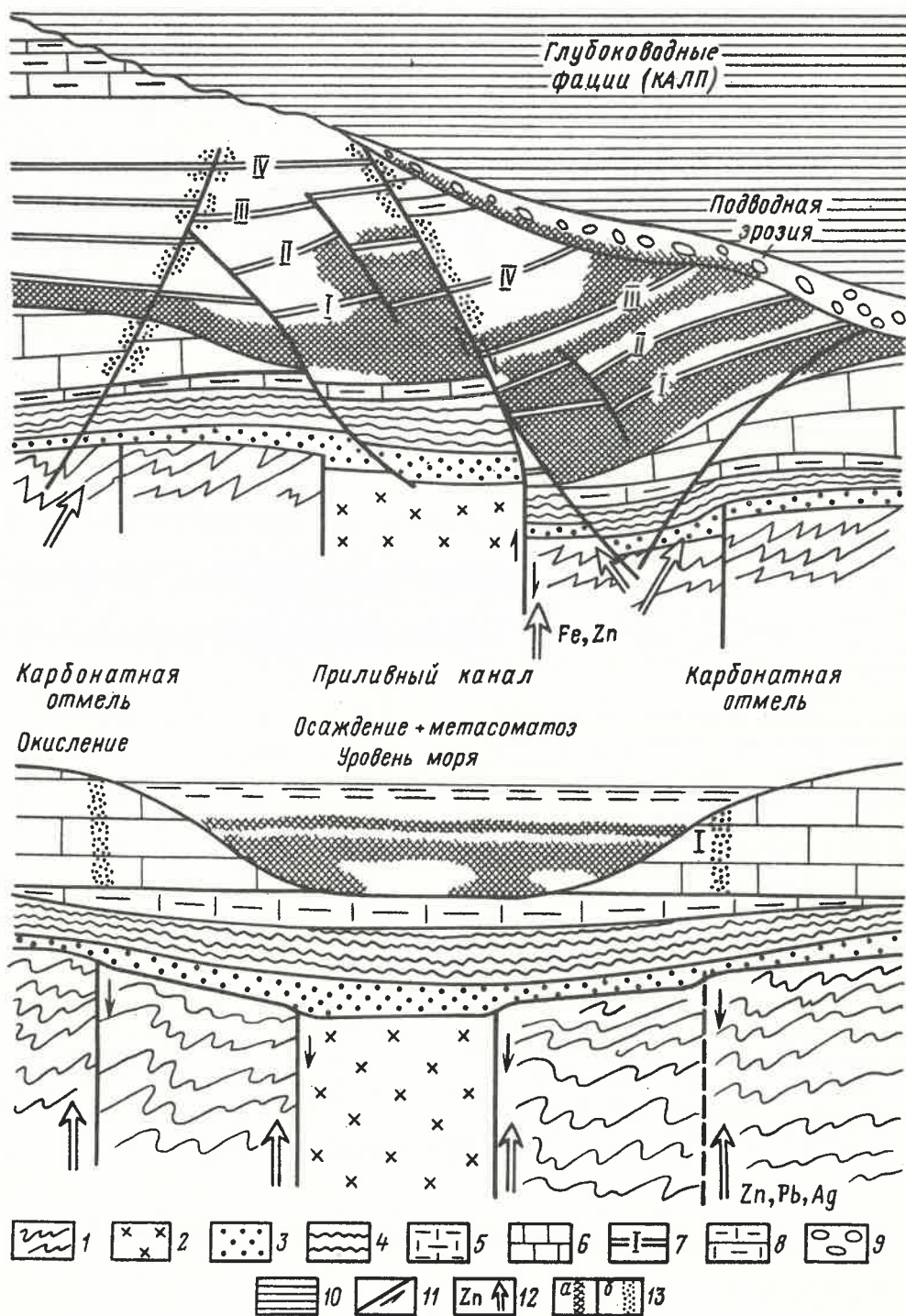


Рис. 4. Формирование месторождения Наван [6] на ранней C_1t_3 (внизу) и поздней C_1v_2 (вверху) стадиях:

каледонский фундамент: 1 — дислоцированный осадочный комплекс, 2 — интрузия сиенитов D_1 ; динамитские фации C_1t-v : 3 — аллювиальной равнины (нижний красный песчанник), 4 — прибрежно-литоральная карбонатно-алевритовая (ламинированные слои), 5 — лагунная глинисто-карбонатная (глинистый известняк), 6 — карбонатной отмели (микритовая пачка), 7 — рудоносная мелководная приливного канала, существенно калькаринитовая (палевые слои, I—IV — маркирующие слои), 8 — глинисто-карбонатная умеренно глубокого шельфа (палевые сланцы), 9 — грубообломочная подводного склона (валунный конгломерат), 10 — темных известняковых турбидитов (верхний темный известняк); 11 — разломы; 12 — пути движения рудоносных растворов, ведущие рудные элементы; 13 — Pb-Zn оруденение: а — согласное и субсогласное, б — секущее

водных эксгаляций в период накопления палевых слоев обусловил сложную картину сочетания седиментационно-диагенетических тонкослойчатых текстур сульфидных слоев с текстурами подводного оползания и смятия, гидравлического взламывания, заполнения пустот и метасоматического замещения литифицированных карбонатов.

Рудные районы осадочных бассейнов океанических геологических обстановок изучены пока весьма слабо. Отнесение осадочных комплексов к глубоководным отложениям океанического типа остается предметом дискуссий. В связи с этим в общих чертах можно говорить только об обстановках локализации рудоносных площадей или полей в современных океанах.

Конседиментационные депрессии в океанических бассейнах занимают большие площади (сотни и тысячи квадратных километров) при сравнительно малой мощности рудоносных слоев и пачек. В абиссальных депрессиях в Мировом океане выявлены железомарганцевые конкреции и рудные корки с повышенным содержанием кобальта и никеля, железомарганцевые осадки, а также в некоторых случаях скопления сульфидов цветных металлов.

Положительные элементы дна океанов — внутриокеанические поднятия, плато, океанические хребты — иногда характеризуются наличием скоплений сульфидов меди, свинца, цинка, барита, предположительно связанных с функционированием подповерхностных гидротермальных конвекционных систем [3].

Проведенный предварительный анализ типовых обстановок рудолокализации в пределах осадочных бассейнов позволяет определить основные подходы к их выделению и оценке на базе изучения локальных рудоконтролирующих структур и стратиграфо-литологических неоднородностей рудовмещающих осадочных комплексов. Этот путь является универсальным для рудоносных осадочных бассейнов различных геоди-

намических типов. Особую сложность представляют выделение и анализ локальных конседиментационных структур в пределах трансформированных и фрагментированных бассейнов. Здесь существенную помощь могут оказать материалы по нетрансформированным и хорошо изученным модельным аналогам. Подход с позиций осадочных бассейнов к сильно дислоцированным и смещенным осадочным рудоносным комплексам дает возможность восстановить по фрагментам целостную палеокартину исходя из основных модельных латеральных рядов, свойственных определенным типам динамических обстановок осадконакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергер В. И., Натальин Н. А. Фациальная обстановка формирования ртутно-сурьмяного оруденения в Южном Тянь-Шане // Рудоносность осадочных комплексов. 27-я сессия МГК. Докл. Л., 1989. С. 176—186.
2. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов (Основные принципы металлогенических исследований и составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов) / Под ред. Е. Т. Шаталова. — М.: Недра, 1965.
3. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
4. Муррей У. Месторождение Н. У. С. и другие месторождения района Мак-Артур-Ривер, Северная территория // Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Т. 1. М., 1980. С. 358—381.
5. Томсон И. Н. Металлогения рудных районов. — М., Недра: 1988.
6. Andrew C. J., Ashton J. H. Regional setting geology and metal distribution patterns of Navan orebody, Ireland // Transactions of the Inst. of Min and Metal. Section B. Applied Earth Science. 1985. Vol. 94. № 5. P. 866—893.
7. Chen Nansheng, Coveney R. M. Ores in metal-rich shale of Southern China // US Geol. Survey Circular 1037. Program and Abstracts. 1989. P. 7.
8. Tucker R. F., Viljoen R. P. The geology of the West Rand goldfield with special reference to the southern limb // Mineral deposits of southern Africa. 1986. Vol. 1. Johannesburg. P. 649—688.

УДК 551.322.2:553.493.5

Минерагения редкометалльных гранитных пегматитов

Н.А.СОЛОДОВ (ИМГРЭ)

Редкометалльные гранитные пегматиты, которые в первой половине двадцатого века вместе с россыпями составили основу минерально-сырьевой базы мировой промышленности редких металлов, в последние 30 лет начали уступать свои позиции гораздо более крупным, а часто и более богатым место-

рождениям, генетически связанным с щелочными формациями.

Однако в связи с распадом СССР, когда добыча редкометалльных руд или переработка их концентратов в значительной части оказались за пределами России, а на освоение новых крупных разведанных ще-

© Н.А.Солодов, 1993

лочных месторождений у государства нет финансовых возможностей, будет вполне оправдано вновь обратиться к гранитным пегматитам. Минералы лития, цезия, бериллия, скандия, иттриевых земель в пегматитах чаще всего крупных размеров, что позволило в свое время легко и быстро извлекать их простой ручной выборкой. Такое качество пегматитовых руд может с успехом использоваться и теперь. В 30—60-е годы громадное количество пегматитов по всей территории России было достаточно подробно разведано и изучено, но не освоено из-за их мелких размеров. Теперь же небольшие масштабы месторождений становятся их преимуществом, так как освоение и разработка подобных объектов вполне под силу даже малым и совместным предприятиям.

Автором в 50-70-е годы были изучены все крупные пегматитовые провинции СССР, а также Китая и Афганистана. Результаты этих исследований опубликованы в десятках статей и двух монографиях*, в которых изложены материалы по внутреннему строению, минералогии и геохимии пегматитовых тел, закономерностям распределения в них редкометалльной минерализации. В данной статье в дополнение к этому хотелось бы осветить основные черты и особенности минерализации редкометалльных пегматитов, поскольку она составляет основу прогноза, поисков и перспективной оценки месторождений.

К настоящему времени во всем мире изучено и разведано свыше 1000 месторождений редкометалльных пегматитов, выявленных на всех континентах и в самой разнообразной геологической обстановке. Такого богатства фактов для выяснения минерогенетических закономерностей нет ни по одной другой редкометалльной формации. Огромный фактический материал позволяет перейти от качественной к строго количественной характеристике данных закономерностей. С этой целью были оценены мировые ресурсы редких элементов в промышленных месторождениях всех типов, включая и гранитные пегматиты, и проанализировано их распределение по парагенетическим типам, главным геотектоническим структурам земной коры, геологическим эрам и минерогенетическим эпохам.

Постоянство формы, размера и состава тел редкометалльных пегматитов одного и того же парагенетического типа. Парагенетические типы пегматитовых месторожде-

ний редких металлов подробно описаны. Поэтому здесь можно ограничиться их краткой характеристикой (таблица).

Рудные тела редкометалльных пегматитов одного и того же парагенетического типа обладают определенным сходством формы. Подавляющее большинство микроклиновых пегматитов — это линзы, реже жилы. Пегматиты микроклин-альбитовые и сподумен-микроклин-альбитовые имеют линзо- и жилкообразную форму, альбитовые — типично жильные тела, а альбит-сподуменовые характеризуются пластинчатой формой тел.

Не менее показательно известное постоянство размеров однотипных рудных тел. Длина микроклиновых пегматитов обычно не превышает десятков метров, альбитовых — первых сотен, микроклин-альбитовых и сподумен-микроклин-альбитовых составляет 700—1000 м, а альбит-сподуменовых достигает 3 км.

Каждый парагенетический тип редкометалльных пегматитов характеризуется специфическим внутренним строением. В микроклиновых пегматитах отмечается 4 зоны существенно микроклинового состава. В микроклин-альбитовых пегматитах наряду с зонами предыдущего типа появляются зоны альбит-микроклинового и существенно альбитового или мусковитового состава, а в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах еще и сподуменосодержащие зоны и зона лепидолита. Это самые сильно дифференцированные пегматиты. В них иногда насчитывается до 11 самостоятельных зон как, например, в жиле Коктогай 3, КНР (Н.А. Солодов, 1962, 1971). В строении альбитовых пегматитов наблюдается до 6 зон в основном существенно альбитового состава, а иногда зоны со сподуменом и чешуйчатого мусковита. Для всех этих типов пегматитов в хорошо выраженных жилах характерно наличие кварцевых ядер. Альбит-сподуменовые пегматиты не имеют кварцевых ядер и сложены преимущественно двумя зонами: краевой кварц-альбитовой и центральной кварц-альбит-сподуменной.

Во всех типах пегматитов к настоящему времени выявлено примерно 75 редкометалльных минералов, из которых только 15 образуют концентрации, представляющие практический интерес. Так, из 30 минералов лития промышленное значение имеют: сподумен (92% мировых пегматитовых запасов этого металла), лепидолит (4%), петалит (4%), эвкрипит (менее 0,1%), амблигонит (менее 0,1%).

Из четырех цезиевых минералов промышленный интерес представляет поллуцит, на долю которого приходится 76% мировых пегматитовых запасов цезия, и лепидолит — 24%. Из 19 бериллиевых ми-

* Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Наука, 1971.

Парагенетические типы редкометалльных гранитных пегматов

Парагенетические типы месторождений и главные редкометалльные минералы	Структурно-геологические условия локализации месторождений	Форма и размеры рудных тел	Компоненты	Содержание, %	Запасы, тыс.т	Поведение редкометалльного оруденения с глубиной	Практическое значение месторождений
Микроклиновые с бериллом и колумбитом	Серия умеренно- и крутопадающих тел в разнообразных породах	Небольшие линзы и линзовобразные тела	BeO Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅	0,005—0,01 0,003—0,007 0,007—0,01	0,0n 0,00n 0,00n	На глубине первых десятков метров оруденение становится непромышленным	Мелкие объекты старательской добычи рудоразборного берилла, иногда колумбита
Микроклин-альбитовые с танталатами и бериллом	Полого- и крутопадающие одиночные жилы или серии в разнообразных породах.	Жило- и линзовобразные тела длиной до 0,7 км и мощностью до 20 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO	0,013—0,025 0,010—0,015 0,04—0,05	0, n—n 0, n—n 0, n	Содержание медленно уменьшается или остается без изменений	Мелкие и средние месторождения тантала, иногда и рудоразборного берилла
Сподумен-микроклин-альбитовые с лепидолитом, петалитом, поллуцитом, танталатами, бериллом	Одиночные пологопадающие тела (редко серии тел) в разнообразных породах, наиболее богатые в амфиболитах	Линзовобразные тела средних и крупных размеров длиной 1—1,5 км и мощностью 50—150 м	Li ₂ O Rb ₂ O Cs ₂ O Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO	0,5—0,9 0,2—0,5 0,1—0,6 0,015—0,03 0,007—0,015 0,04—0,06	n—200 0, n—10n n—10n n n 0, n—n	Содержание Li и Nb возрастает, Rb, Cs и Ta падает, Be во внешних зонах растет, во внутренних падает	Важный источник добычи Li и Ta, основной источник добычи Cs и Rb с попутным Be и другими редкими металлами
Альбитовые с колумбитом, бериллом и сподуменом или без него	Полого- и умеренно падающие серии секущих тел в разнообразных породах	Типичные жилы, часто ветвящиеся, небольших размеров длиной до нескольких сот метров, мощностью 3—10 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ BeO Li ₂ O	0,015—0,025 0,010—0,015 0,08—0,25 до 0,3—1,0	0, n 0, n 0,0n—n n—20	Содержание Li возрастает, остальных металлов снижается	Мелкие разрабатываемые месторождения Ta и Be, редко Li
Альбит-сподуменовые с бериллом и колумбитом	Крутопадающие серии секущих тел в амфиолитах, известняках, реже метаморфических сланцах	Крупные пластинчатые тела длиной 1—3 км, мощностью до 40 м	Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅ Li ₂ O BeO	0,004—0,010 0,006—0,012 1,1—1,5 0,03—0,05	n n 100n 2—20	Выдержанное до глубины многие сотни метров	Основной источник добычи Li с попутным Ta и Be

нералов, встреченных в пегматитах, лишь берилл имеет промышленное значение. Из 50 ниобиево-танталовых минералов, выявленных в пегматитах, только 8 минералов представляют промышленный интерес: танталит-колумбит (85% мировых пегматитовых запасов тантала), микролит (5%), воджинит (6%), тапиолит (2%), стрюверит (1%), фергусонит (1%), джалмаит и симпсонит (0,1%).

Каждый парагенетический тип месторождений характеризуется своими промышленными редкометалльными минералами и даже определенными их разновидностями, что хорошо видно на примере минералов тантала и ниобия. В альбит-сподуменовых пегматитах из тантало-ниобатов промышленным минералом является только колумбит, тогда как в сподумен-микроклин-альбитовых — танталит, микролит, стрюверит, симпсонит, джалмаит, воджинит, а в альбитовых — в основном танталит-колумбит.

Среди промышленных минералов лития сподумен развит как в альбит-сподуменовых, так и сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах, однако в последних лепидолит, петалит, эвкрипит и амблигонит наряду со сподуменом образуют промышленные скопления. Из промышленных цезиевых минералов поллуцит и лепидолит имеют практически ценные концентрации только в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах. Не менее характерен для каждого типа парагенезис второстепенных и других минералов (Н.А.Солодов, 1962, 1971).

Среднее содержание редких элементов на месторождениях одного и того же типа еще выдержаннее, чем парагенезис редкометалльных минералов. Так, во всех детально разведанных в мире промышленных месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов среднее содержание Ta_2O_5 (в %) составляет: 0,006—0,01, в сподумен-микроклин-альбитовых 0,015—0,03, в альбитовых 0,015—0,02. Среднее содержание Li_2O во всех разведанных в мире месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов изменяется в пределах 1,07—1,45%. Среднее содержание BeO (в %) в микроклиновых пегматитах обычно равно: 0,005—0,01, микроклин-альбитовых и сподумен-микроклин-альбитовых 0,04—0,05, альбитовых 0,06—0,15, альбит-сподуменовых 0,03—0,04 (см.табл.).

Определенность размеров рудных тел в месторождениях одного и того же типа, а также среднего содержания в них редких элементов приводит к тому, что и максимальные промышленные запасы последних для пегматитов каждого типа оказываются вполне определенными (см.табл.). Это с успехом можно использовать при перспективной оценке месторождений и их прогнозировании.

Геотектонические закономерности размещения. Основная масса мировых пегматитовых запасов всех редких элементов приходится на долю пегматитов, расположенных в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов. На геосинклинальные области фанерозоя остается лишь небольшая их доля*.

Содержание ниобия в пегматитовых месторождениях на древних платформах и в фанерозойских геосинклинальных областях практически одинаково, концентрация бериллия в пегматитах геосинклинальных областей выше, а Ta, Cs, Li и Rb ниже, чем в пегматитах, расположенных на древних платформах. Особенно резко возрастает в платформенных пегматитах по сравнению с геосинклинальными содержание Cs (в 10 раз) и Rb (в 5 раз), тогда как Li и Ta всего в 1,5—2 раза.

Еще более значительна разница между «платформенными» и «геосинклинальными» пегматитовыми месторождениями сподумен-микроклин-альбитового типа по запасам редких элементов. Запасы Li, Ta и Nb в наиболее крупных платформенных пегматитовых месторождениях этого типа в 10 раз, а Cs в 50—100 раз больше по сравнению с запасами самых крупных месторождений, расположенных в геосинклинальных областях фанерозоя. Все наиболее крупные месторождения редких элементов в пегматитах связаны с древними щитами и докембрийскими срединными массивами.

Из сказанного следует, что до сих пор неправомерно много уделялось внимания поискам месторождений сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов в фанерозойских геосинклинальных областях, поскольку в их пределах нахождение крупных пегматитовых месторождений данного типа до сих пор нигде в мире не отмечалось.

Геохронологические закономерности. Редкометалльные пегматиты образовывались во все геологические эпохи — от архея до кайнозоя. Самые древние пегматиты, возраст которых 2,8—3,5 млрд. лет, установлены в Канаде, Западной Австралии и на Кольском полуострове. Самые молодые (кайнозойские) пегматиты обнаружены в Японии и на острове Эльба.

Из числа известных к настоящему времени месторождений редкометалльных пегматитов за рубежом на докембрийские приходится от 73 до 92% всех пегматитовых запасов Li, Rb, Cs, Ta, на палеозойские — 12—23%, а мезокайнозойские — лишь 1—5%.

В СНГ удельный вес запасов, заключенных в докембрийских месторождениях, по

* Солодов Н.А. Минералогия редкометалльных формаций. М.: Недра, 1985.

всем элементам значительно ниже, чем за рубежом, так как у нас на пегматиты опосредовано большинство регионов и оценке подвергнуты поля всех возрастов.

Древние пегматиты намного богаче редкими элементами, чем молодые. Так, в двух месторождениях совершенно однотипных сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов установлены следующие содержания элементов (первая цифра — в позднеархейском месторождении Васин Мыльк на Кольском п-ве, вторая — в верхнепалеозойском месторождении Юбилейном на Калбе, %): Li_2O 0,86 и 0,34; Rb_2O 0,500 и 0,095; Cs_2O 0,340 и 0,032; BeO 0,052 и 0,048; Ta_2O_5 0,027 и 0,013; Nb_2O_5 0,009 и 0,011.

Древние пегматитовые месторождения характеризуются меньшим числом жил, но большими их размерами. Так, в России в самом крупном нижнепротерозойском месторождении (Колмозерское на Кольском п-ве) альбит-сподуменовых пегматитов основная часть запасов лития заключена в пяти жилах, в самом крупном рифейском месторождении (Гольцовое, Саяны) — в десяти, в нижнекембрийском (Тастыгское в Туве) — в 15, а в мезозойском (Завитинское в Забайкалье) — более чем в 30 жилах. Хотя число жил увеличилось, запасы лития от первого месторождения к последнему уменьшились в 3 раза. Намечается прямая зависимость между масштабами месторождений редкометалльных пегматитов и их геологическим возрастом. Эта зависимость, разумеется, может быть выявлена лишь при сравнении возраста месторождений одного и того же парагенетического типа, поскольку каждому парагенетическому типу редкометалльных пегматитов свойственны свои масштабы оруденения.

Наоборот, площадь поясов редкометалльных пегматитов, как и насыщенность их пегматитами, возрастает от докембрия к мезо-кайнозою, что позволяет говорить об увеличении в этом направлении жильной пегматитовой массы. Этот вывод будет особенно очевиден, если учесть продолжительность каждой эры. Площадь пегматитовых поясов СНГ в расчете на 100 млн. лет в докембрии составляет всего 4 тыс. км², в палеозое 70 тыс. км², а в мезозое 160 тыс. км².

Таким образом от докембрия к мезозою уменьшаются размеры и снижаются качество пегматитовых месторождений и суммарные запасы заключенных в них редких металлов, но возрастает общий объем жильной пегматитовой массы.

Распределение мировых запасов редких элементов по минерагеническим эпохам неравномерно. При этом наиболее неравномерно распределены по эпохам запасы Rb, его максимальные запасы превосходят ми-

нимальные более чем в 140 раз, тогда как Cs в 100, Li в 24, Nb и Ta в 12, Be всего в 6.

Самые крупные запасы лития приходится на позднеархейскую, раннепротерозойскую и раннерифейскую эпохи. Основные запасы рубидия и цезия сосредоточены в месторождениях позднеархейской и раннерифейской эпох. Наибольшие запасы бериллия находятся в месторождениях позднеархейской, раннепротерозойской и позднеархейской эпох. Наиболее крупные запасы тантала и ниобия приурочены к месторождениям позднеархейской и раннерифейской эпох.

Геологические закономерности размещения. Многие исследователи отмечали избирательную приуроченность крупных и богатых месторождений к породам амфиболового состава — пара- и орто-амфиболитам, амфиболовым гнейсам и даже амфиболосодержащим сланцам. Возможно, эту закономерность следует сформулировать шире — приуроченность к породам железисто-магнезиально-кальциевого состава.

Работами Ю.М.Соколова, Г.Г.Родионова, А.И.Гинзбурга достаточно убедительно обоснована следующая схема приуроченности различных формаций и типов пегматитов к зонам глубинности и фациям метаморфизма.

Олигоклаз-микроклиновые пегматиты с редкоземельными титан-тантал-ниобатами и олигоклазовые пегматиты с уран-редкоземельными минералами формируются на глубинах 8—9 км и более в породах гранулитовой фации. Мусковитовые пегматиты (иногда с бериллом) свойственны зонам метаморфизма S_2 и S_3 (дистен-силлимонитовые гнейсы и сланцы). Глубина образования их 6—9 км.

Собственно редкометалльные пегматиты формируются на глубине от 3 до 7 км. При этом по нашим наблюдениям все более или менее крупные месторождения сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов с танталатами, поллуцитом, лепидолитом залегают в породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Тогда как промышленные месторождения альбит-сподуменовых пегматитов встречаются как в этих породах, так и в породах зеленосланцевой фации. Присутствие альбит-сподуменовых пегматитов в породах менее глубинной фации метаморфизма вполне согласуется с ранее сделанными наблюдениями их расположения в пегматитовых пучках на 1—3 км выше (и дальше от материнских гранитов) по отношению к сподумен-микроклин-альбитовым.

Хрусталеносные пегматиты залегают в гипабиссальных материнских интрузиях или в породах зеленосланцевой фации. Глубина их образования 1,5—3 км.

Структурные закономерности размещения. На древних платформах редкометалльные пегматиты наиболее часто локализуются в грабен-синклинальных структурах протяженностью до 100 км (иногда более) при ширине до 10 км. В латеральной зональности сподумен-микроклиновые пегматиты занимают периферические части структур, а альбит-сподуменовые — осевые.

Зональное расположение различных типов пегматитов хорошо наблюдается в пределах пегматитовых поясов и полей, но особенно отчетливо в пегматитовых пучках (Н.А. Солодов, 1971). При полной зональности пегматитовых пучков с приближением к предполагаемому материнскому очагу и по мере перехода от верхних к нижним членам в «свите» жил наблюдается следующая смена пегматитов: 1) альбит-сподуменовые с бериллом и колумбитом, 2) альбитовые с бериллом, танталит-колумбитом, иногда сподуменом, 3) сподумен-микроклин-альбитовые с танталатами, литиевыми минералами, поллуцитом, бериллом, 4) микроклин-альбитовые с бериллом и танталитом, 5) микроклиновые с бериллом, 6) безрудные обычно гранитной структуры. В целом повышенное содержание редкометалльных минералов обычно отмечается в средних жилах пегматитового пучка или вблизи его всяческого блока. При поисковых работах можно ориентироваться не только относительно положения материнских гранитов, но и относительно выявленных типов пегматитов. Если, например, обнаружены альбит-сподуменовые пегматиты, то поиски жил, богатых цезием и танталом, надо вести по направлению к материнским гранитам или, соответственно, к лежащему боку «свиты» жил. Наоборот, если обнаружены микроклиновые или микроклин-альбитовые жилы, то появление богатых цезием и танталом сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов следует ожидать выше найденных пегматитов и на еще большем удалении от материнских гранитов.

Особенности минерализации литийсодержащих пегматитов. Мировой опыт разведки и разработки редкометалльных гранитных пегматитов однозначно показывает, что из всех выделенных типов главное промышленное значение в настоящее время имеют всего два типа: высококомплексные сподумен-микроклин-альбитовые и существенно литиевые альбит-сподуменовые пегматиты.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты известны очень давно, о чем свидетельствует тот факт, что цветные турмалины, получаемые в основном из этого типа пегматитов, использовались в качестве украшений еще в древнем мире. Первые месторождения альбит-сподуменовых пегматитов

наоборот выявлены сравнительно недавно: в 20—30-х годах нашего столетия при поисках оловоносных месторождений, а изучены, разведаны и освоены лишь в 40—50 годы.

Наиболее типичными представителями сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов являются следующие месторождения: Монтгари из района Берник-Лейк (Канада), Карибиб (ЮАР), Бикита (Зимбабве), Варутреск (Швеция), Блек-Хиллз (США), Васин Мыльк (Россия), а альбит-сподуменовых пегматитов — Кингс-Маунтин в олово-сподуменовом поясе Северной и Южной Каролины (США), пегматиты провинции Северо-Западные Территории (Канада), Кацес (Испания), Дарае-Пич (Афганистан), Колмозерское, Полмостундровское, Тастыгское (Россия).

Сопоставим основные черты данных типов пегматитов. Если месторождения альбит-сподуменовых пегматитов образуются многими пегматитовыми жилами (от 5 до 30 тел), то месторождения сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов представлены единичными телами.

Форма тел сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов — линзы, линзо- и штокообразные залежи, у альбит-сподуменовых — плитообразные тела. Показательно, что последние обладают в 10 раз более уплощенной формой, чем первые. Длина пегматитовых тел первого типа измеряется сотнями метров при мощности в десятки метров (очень редко до 150 м). Длина жил второго типа достигает 3—4 км при мощности, измеряемой метрами (максимум 40 м).

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты характеризуются обычно пологими углами падения, тогда как альбит-сподуменовые всегда имеют крутые, а то и вертикальные углы падения.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты отличаются самым сложным минеральным составом не только среди всех гранитных пегматитов, но даже среди всех типов редкометалльных месторождений. В них насчитывается свыше 300 различных минералов, в том числе почти все известные минералы Ta, Li, Cs, Be, многие минералы Y и лантаноидов.

Наоборот, альбит-сподуменовые пегматиты обладают очень простым минеральным составом. Лишь 4 минерала (кварц, сподумен, альбит, микроклин) присутствуют в альбит-сподуменовых пегматитах в количестве более 10%, содержание мусковита и сине-черного турмалина чуть больше 1%, граната, берилла и апатита около 0,1%, колумбита около 0,01%. Еще 1,5—2 десятка минералов встречаются в качестве рари-

тетов, притом далеко не во всех месторождениях этого типа.

Если в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах турмалин бывает черной, синей, травяно-зеленой, изумрудно-зеленой, фиолетовой, лиловой, белой, полихромной окраски, то в альбит-сподуменовых пегматитах он только сине-черного цвета. Подобные же различия установлены и по другим минералам, характеризующимся несколькими разновидностями. В результате даже по образцу сподумена можно определить тип пегматитов. В сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах сподумен белого или розового цвета. Это крупные кристаллы длиной до 12 м, притом они расположены хаотически. В альбит-сподуменовых пегматитах он всегда серо-зеленоватого цвета, представлен сабле- и игловидными кристаллами, ориентированными грубо перпендикулярно залеганию жилы, из-за чего строение кварц-альбит-сподуменовой зоны приобретает директивную текстуру. Длина его кристаллов здесь в подавляющем большинстве не более нескольких дециметров, часто она не превышает нескольких сантиметров и даже долей миллиметра.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты всегда обладают очень хорошей зональностью. В их внутреннем строении насчитывается до 11 зон: 1) неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая; 2) графическая кварц-микроклиновая; 3) апографическая кварц-альбит-микроклиновая; 4) крупнолистоватого мусковита (4а — мелкозернистого альбита с бериллом, 4б — крупнотаблитчатого альбита с танталит-колумбитом); 5) блокового микроклина-I; 6) кварц-мусковитовая с бериллом и танталит-колумбитом; 7) кварц-клевеландитовая с бериллом и танталитом (7а — кварц-клевеландит-сподуменовая с бериллом и танталитом); 8) разномасштабного альбита с бериллом и танталатами (8а — мелкопластинчатого альбита с бериллом, танталатами и поллуцитом); 9) чешуйчатого лепидолита с танталатами, поллуцитом, амблигонитом; 10) блокового микроклина-II; 11) блокового кварца.

Альбит-сподуменовые пегматиты всегда слабо зональны. В их внутреннем строении участвуют всего две зоны: внешняя мелкозернистая кварц-альбитовая с танталит-колумбитом и центральная кварц-альбит-сподуменовая с колумбитом и бериллом. Последняя обычно занимает от 70 до 90% объема пегматитового тела, что еще больше увеличивает впечатление слабой зональности.

Внешние зоны сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов часто имеют гранитную или графическую структуру, тогда как в альбит-сподуменовых пегматитах такие вы-

сокотемпературные структуры никогда не встречаются.

Из геохимических отличий важно подчеркнуть, что сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты содержат рубидий и цезий в промышленно ценных концентрациях, тогда как в альбит-сподуменовых эти элементы присутствуют в кларковых количествах. При одинаковом содержании ниобия первые в 2—3 раза богаче танталом. В результате отношение содержаний тантала к ниобию в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах всегда больше единицы (иногда в 2—4 раза), а в альбит-сподуменовых в 1,5—2,5 раза меньше единицы. Любопытно, что Ta/Nb от внешней к внутренней зоне в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах возрастает, а в альбит-сподуменовых — падает.

Промышленная значимость пегматитов этих типов также неодинакова. Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты — комплексные месторождения Ta, Cs, Li, Rb, Be. Альбит-сподуменовые пегматиты — это прежде всего наиболее крупные и богатые месторождения лития.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты известны на всех континентах и во всех трех глобальных широтных геотектонических поясах (по Н.П.Хераскову): Лавразийском, Тетис и Гондване. Крупные месторождения альбит-сподуменовых пегматитов пока выявлены только в Лавразии и поясе Тетис, причем наиболее важные объекты этого типа обнаружены лишь севернее 50° с.ш. В южном полушарии альбит-сподуменовые пегматиты пока вообще не обнаружены. Случайность это или закономерность покажут геолого-поисковые работы, проводимые в Южной Америке, Африке, Индии, Австралии. Хотя сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты известны во всех минерогенических эпохах, самые крупные и богатые их месторождения выявлены в позднеархейской. Именно на эту эпоху приходится 84% всех мировых пегматитовых запасов цезия. Альбит-сподуменовые пегматиты вообще неизвестны в позднеархейской минерогенической эпохе, а крупные месторождения их выявлены во всех остальных минерогенических эпохах, начиная с раннепротерозойской до альпийской.

Если самые крупные и богатые месторождения сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов одновременно являются и самыми древними (2500—2650 млн лет — Берник-Лейк, Бикита), то месторождения альбит-сподуменовых пегматитов любого возраста (от 1900 до 100 млн лет) сопоставимы по масштабу запасов и качеству руд.

Причины значительного несходства, а во многих случаях даже полной противополож-

ности строения, состава и минерализации сподумен-микроклин-альбитовых и альбит-сподуменных пегматитов пока остаются неясными. Можно было бы предположить, что это вообще пегматиты разных формаций. Однако такой вывод опровергается существованием зональности в пределах пегматитовых пучков, в которых, как уже отмечалось, оба типа один относительно другого всегда имеют строго фиксированное положение. Оно настолько закономерно в пегматитовых пучках, что нами, например, по пегматитовому полю Дарае-Пич (Афганистан) сначала было предсказано место развития альбит-сподуменных пегматитов, а спустя незначительное время они были в указанном месте обнаружены.

Неясность причин описанного феномена не отменяет эмпирических закономерностей, которые позволяют с полной уверенностью определять направление поисков соответствующих месторождений. Крупные и богатые месторождения рудоразборного поллукита, промышленные скопления лепидолита и петалита в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах следует искать на древних щитах в ассоциации с гранитами позднеархейского возраста. Крупные и богатые месторождения танталов в этом же типе пегматитов можно ожидать с любыми докембрийскими гранитами.

Крупные и богатые месторождения альбит-сподуменных пегматитов могут быть как на древних щитах, так и на докембрийских срединных массивах, где развиты граниты любого возраста.

Минерогеническая специализация пегматитоносных территорий. Если пегматитоносные территории сравнивать по набору минералов, встречающихся в пегматитах, то пегматитовые провинции в различных частях света будут почти не отличимы друг от друга. Однако, если это сравнение поставить на количественную основу, т.е. сравнивать по количеству минералов или металлов, то различия как между отдельными провинциями или поясами, так и между целыми континентами станут исключительно разительными.

При сопоставимых запасах Be и Ta в пегматитах Северной и Южной Америки запасы Li в Северо-Американских пегматитовых месторождениях в 26 раз больше, чем в Южно-Американских, а Rb и Cs соответственно в 11 и 25 раз (Н.А.Солодов, 1985). Такие различия нельзя объяснить неодинаковой степенью опосредованности, разведанности и изученности пегматитов этих двух континентов. Площадь континентов и даже пегматитовых поясов у обоих материков также сопоставима. Соотношение отложений докембрия и фанерозоя тоже примерно

одинаково. Поэтому вся разница в запасах редких металлов без сомнения определяется минерогенической специализацией пегматитов Северной и Южной Америки. Среди пегматитов Северной Америки широко распространены альбит-сподуменные пегматиты (олово-сподуменный пояс Северной и Южной Каролины в США, провинции Северо-Западные территории в Канаде). Пегматиты этого типа — крупнейшие месторождения лития — совершенно отсутствуют в Южной Америке. Хотя на территории и Канадского, и Бразильского щитов известны сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты, но на первом из них они генетически связаны с позднеархейским гранитоидным магматизмом и поэтому образуют уникально крупные и богатые высококомплексные месторождения Li, Rb, Cs и Ta (Монтгари в районе Берник-Лейк, Канада). На Бразильском щите возраст пегматитов рифейский, поэтому, хотя здесь довольно много сподумен-микроклин-альбитовых жил, все они незначительны по запасам редких щелочных металлов. По запасам бериллия и тантала оба континента сопоставимы, но типы пегматитов разные. В Южной Америке — это в основном крупнокристаллический рудоразборный берилл микроклиновых, микроклин-альбитовых и сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов, поэтому он уже с 40-х годов интенсивно добывается старателями. В Северной Америке — главным образом мелковкрапленный берилл альбит-сподуменных пегматитов, добыча которого путем флотации была организована лишь в 70-е годы. Микроклиновые и микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом здесь практически отсутствуют.

С таким же успехом можно говорить и о минерогенической специализации пегматитов Африки, Индийского субконтинента, Австралии, Европы и Азии.

Еще более контрастна и определена минерогеническая специализация в пределах отдельных пегматитовых провинций. Здесь примеров много. Приведем наиболее яркие из них. Прежде всего необходимо отметить существование в мире нескольких провинций, в которых из числа редкометалльных развиты главным образом альбит-сподуменные пегматиты. Это уже упоминавшаяся провинция, известная в литературе под названием олово-сподуменный пояс Северной и Южной Каролины в США длиной 50 км, шириной около 3 км, приуроченная к центральной части Аппалачей. Хотя здесь известны жилы и других типов, но все промышленные запасы Li, Be, и Ta пока выявлены лишь в альбит-сподуменных пегматитах.

На северо-востоке Афганистана в отрогах Гиндукуша на 400-500 км прослеживается

громадная провинция существенно альбит-сподуменовых пегматитов, с которыми у ее южного окончания ассоциируют бериллоносные микроклин-альбитовые пегматиты (месторождения Дарае-Пич, Дарае-Пиоз и др.), а в северной половине — мелкие месторождения сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов с поллучитом и кунцитом.

Главным образом альбит-сподуменовые пегматиты распространены также в Мали и Сенегале, Пиренеях (Кацерес), Северо-Западных Территориях Канады, Туве (Россия). Хотя здесь, как и везде, присутствуют пегматиты других типов, но промышленные запасы металлов выявлены только в альбит-сподуменовых пегматитах, и они представлены в основном литием.

Известны провинции существенно бериллиевой специализации. Такова провинция Монгольского Алтая (Китай) длиной 500 км и шириной до 80 км, в которой сосредоточены десятки тысяч пегматитовых тел. При этом из примерно 1000 жил, вскрытых разведочными и эксплуатационными работами, лишь около десятка представлены сподумен-микроклин-альбитовыми пегматитами, все остальные — это микроклиновые, микроклин-альбитовые, изредка альбитовые пегматиты с бериллом. Показательно, что в такой огромной провинции не встречено ни одного альбит-сподуменного пегматита. Абсолютные отметки выходов пегматитов на поверхность колеблются в пределах 1000—2500 м над уровнем моря. Возраст пегматитов герцинский.

Аналогичная, хотя и слабо выраженная специализация отмечается в пегматитах Уральской провинции. Здесь сподумен вообще отсутствует, а из литиевых минералов встречается только акцессорный лепидолит, да и то в единичных жилах. Основная же масса редкометалльных пегматитов — это микроклин-альбитовые.

Пегматитовая провинция Главного Кавказского хребта, если в минерагеническом отношении как-то и специализирована, то, пожалуй, только на олово; касситерит здесь добывался из мусковит-альбитовых пегматитов. Берилл и танталит-колумбит в микроклин-альбитовых плохо выраженных пегматитах не имеют никакого практического значения. Литиевые минералы вообще отсутствуют.

Многолетний опыт изучения пегматитов позволяет нам привести несколько примеров минерагенической специализации пегматитовых поясов. Так, в Кольской пегматитовой провинции имеются два пегматитовых пояса длиной свыше 100 км каждый при ширине 3—8 км, лежащих один на простирании другого. При этом юго-восточный Воронеж-Колмозерский пояс образован литий-

содержащими пегматитами альбит-сподуменного, альбитового (со сподуменом) и сподумен-микроклин-альбитового типов, тогда как пегматиты северо-западного пояса совершенно не содержат литиевых минералов и представлены слабооруденелыми, плохо проявленными пегматитами микроклин-альбитового типа и главным образом безрудными жилами существенно гранитной структуры. Абсолютные отметки выходов жил в обоих поясах практически одни и те же. Возраст пегматитов 2600—1700 млн лет.

Калбинская пегматитовая провинция разбита на 3 самостоятельных пояса. Восточный пояс образован микроклиновыми и микроклин-альбитовыми пегматитами с бериллом; литиевые минералы здесь отсутствуют. Центральный пояс в основном представлен литийсодержащими альбитовыми пегматитами со сподуменом, танталитом, бериллом и сподумен-микроклин-альбитовыми пегматитами с танталатами, бериллом, поллучитом, лепидолитом. Западный пояс главным образом состоит из плохо проявленных альбит-сподуменовых пегматитов. Возраст этих пегматитов герцинский. Разница в абсолютных отметках выходов пегматитов по всем трем поясам колеблется в пределах нескольких сот метров.

Внешние причины минерагенической специализации пегматитоносных территорий хорошо видны — это различия в парагенетических типах пегматитов. Однако гораздо труднее понять, почему, когда и какой тип образуется. В этом отношении отчетливо влияние лишь батиметрического уровня образования и связанного с ним ряда взаимобусловленных факторов: величины эрозийного среза, глубины формирования пегматитов, степени метаморфизма вмещающих пород и др.

Как было уже отмечено, вертикальная зональность пегматитовых пучков представлена последовательной сменой различных типов пегматитов, которые уходят от материнских гранитов на разное расстояние (сверху вниз):

Тип пегматитов	Расстояние от материнских гранитов, км
Альбит-сподуменовые	3—4
Альбитовые (со сподуменом)	2—3
Сподумен-микроклин-альбитовые	1,2—2,5
Микроклин-альбитовые	1—2
Микроклиновые	0,5—1,5
Безрудные	0,5—1

Причем пегматиты соседних типов по глубине перекрываются, за исключением альбит-сподуменовых, которые обычно находятся в отрыве от других пегматитов. Поэ-

тому неслучайно, что альбит-сподуменовые пегматиты часто образуют самостоятельные поля, пояса и даже провинции в том случае, когда уровень эрозионного среза проходит как раз по батиметрической глубине образования этого типа. Отсюда и минерагеническая специализация таких пегматитовых поясов (полей).

Различным уровнем эрозионного среза хорошо объясняется минерагеническая специализация трех пегматитовых поясов Калбинской провинции. В ее пределах первый пояс эродирован наиболее глубоко, поэтому здесь вскрыты только самые нижние типы безлитиевых пегматитов. Второй пояс эродирован в средней части, поэтому он содержит сподумен-микроклин-альбитовые и альбитовые пегматиты. Третий пояс вскрыт эрозией в самом верху, благодаря чему в нем развит лишь наиболее верхний тип альбит-сподуменовых пегматитов.

Однако совершенно неправильно думать, что на Урале или Кавказе (с перепадами абсолютных отметок выходов жил до 3 км за счет рельефа) литиевые пегматиты отсутствуют из-за того, что они срезаны эрозией. Неужели на громадной территории таких континентов как Северная и Южная Америка был одинаковый эрозионный срез на площадях, измеряемых миллионами квадратных километров? Вполне очевидно, что здесь были другие причины: геохимическая специализация провинций и даже целых щитов, особенности гранитного магматизма

(его возраст, состав), метаморфизм вмещающих пород и т.д.

Гранитные пегматиты всегда являлись природной лабораторией геолога. Благодаря крупнокристаллическому строению и отчетливой зональности пегматитов генетические взаимоотношения между минералами, а также распределение редких элементов по стадиям процесса, мощности, простираанию и падению пегматитовых тел устанавливаются в них вполне уверенно. Однако не только в вопросах минералогии, геохимии и генезиса гранитные пегматиты служат удобным объектом для моделирования рудного процесса, но и при изучении минерагении, они представляют исключительно богатый материал. Закономерности распределения разных типов пегматитов и заключенных в них редких металлов во времени и пространстве, т.е. по минерагеническим эпохам и в пределах глобальных геотектонических структур, пегматитовых поясов, полей и пучков настолько однозначны, что могут служить надежной научной основой как для прогнозирования и поисков, так и для перспективной оценки редкометалльных месторождений.

Опыт изучения минерагении гранитных пегматитов может быть полезным и применительно к таким важным геолого-промышленным типам месторождений редких элементов, как карбонатиты, редкометалльные граниты, нефелиновые сиениты и др.

УДК 551.24 + 553.2

© В.И.Старостин, 1993

Скорости формирования геологических структур и рудообразование

В.И.СТАРОСТИН (МГУ)

В практику геологов незаметно, но прочно вошли понятия «геодинамика», «тектоника литосферных плит» «термобарическая зональность литосферы» и многие другие. Наступила очередь ввести в практические и теоретические расчеты и классификации такой трудно фиксируемый параметр, как скорость тектонического, металлогенического и рудного процессов.

При его оценке необходимо учитывать ранжирования и различные методические приемы фиксации. Рассмотрим наиболее распространенные способы определения скоростей деформаций, а следовательно, и скоростей формирования геологических структур.

1. Экспериментальное исследование скорости деформации производится по от-

носительному (положительному или отрицательному) изменению длины тела в единицу времени. Сокращение длины на 10 % за 1 с фиксируется как скорость деформации 10^{-1} с^{-1} [23].

2. Оценка скоростей деформаций природных массивов горных пород производится методом выделения односвязных областей [3]. Он достаточно объективен и базируется на обособлении в пространстве некоторых областей, обладающих тем свойством, что любой замкнутый контур, находящийся в их пределах, может быть стянут в точку, принадлежащую этим же областям, не покидая последних. При районировании территорий выделяют квазиоднородные зоны, блоки и участки (разномасштабные домены). Важ-

ным элементом метода является определение границ доменов. Они должны четко обособляться в геологических структурах, часто и в рельефе (разломы разных порядков); включать односвязные объемы земной коры; характеризоваться квазиоднородными тектоническими движениями с устойчивыми амплитудами и скоростными характеристиками.

3. Оценка скоростей деформаций по структурным парагенезисам наиболее универсальный метод, в настоящее время еще слабо разработанный. Он позволяет ранжировать возникающие в природных условиях складчатые и разрывные парагенезисы в однородных тектонических блоках и зонах на несколько категорий по скоростям деформаций в различных термобарических и тектонических обстановках.

4. Общей оценкой тектонической активности Земли с позиции теории литосферных плит является энергетический параметр — идущий из мантии тепловой поток, а мерой процесса — средняя скорость относительно-го перемещения плит [16].

5. Условные оценки скоростей формирования крупных геологических структур производятся по геолого-геохимическим данным (абсолютная геохронология и стратиграфо-палеонтологические методы). Подобный подход применим при исследовании рудных районов, провинций и поясов. Он позволяет определить период времени, в течение которого произошло зарождение, развитие и затухание тектоно-металлогенических процессов на конкретной территории (домене — квази-однородном блоке земной коры) [9].

В дальнейшем мы будем пользоваться всеми пятью способами. На основании анализа эмпирических, экспериментальных и теоретических данных можно выделить следующие основные параметры, которые контролируют формирование любого структурного парагенезиса в земной коре: характеристики напряженного состояния пород — девиатор напряжения, скорость деформации, общие *РТ*-условия, тип, ранг и интенсивность поля напряжений, период существования тектонодинамических систем; петрофизические свойства среды; флюидный режим и динамические эффекты.

Напряженное состояние пород определяется тензором напряжений σ_{ij} и, согласно А.В.Лукьянову и В.Т.Лукьяновой [5], складывается из двух компонент: шарового тензора, определяющего общие *РТ*-условия деформирования (*РТ*-метаморфизм, скалярная величина) и девиаторного напряжения D_n (векторная величина), контролирующего характер и масштабы деформаций (стрессовый *S*-метаморфизм).

По расчетам и оценкам М.В.Гзовского

[1], Н.К.Булина (1971), И.А.Турчанинова, Г.А.Маркова [21], У.Файфа [23] и ряда других исследователей, максимальные значения сдвиговых напряжений (по крайней мере, за последние 30 млн лет) на щитах составляли около 10 МПа, а в альпийских орогенных областях 100—150 МПа. В разрезе земной коры напряжения в верхней части 10—50 МПа, на глубинах 30—50 км 20—30 МПа, в нижней части коры и верхней мантии < 5 МПа.

Скорость деформации определяется расстоянием перемещения геологических тел или изменениями текстурно-структурных характеристик горных пород в единицу времени и обусловлена количеством стрессовой энергии, приложенной к единице объема пород в единицу времени. Это самый чувствительный параметр деформационных процессов. Независимо от механизма деформирования в общем виде существует линейная зависимость между напряжением и скоростью деформации.

Диапазон изменения скоростей деформаций в земной коре более 25 порядков и, по данным У.Файфа, Н.Прайса и А.Томсона [23], Р.Шока, В.Н.Николаевского, К.Кноулза, Г.Броуда и др. (1981), составляет 10^5 — 10^{-20} с⁻¹. Д.Теркот и Дж.Шуберт [20] сформулировали реологический степенной закон ползучести: «Скорость деформации пропорциональна *n*-й степени напряжения».

В разрезе земной коры условно К.Р.Ван Хайзом, Ф.Бекке, У.Груберманом (1940—1948) установлена вертикальная термодинамическая зональность. Они выделяют эпи-, мезо- и катазоны. Конечно, это не полностью соответствует глубинным уровням. В мобильных поясах и орогенных областях высокотермобарическая зона приближена к поверхности, а на платформах находится на больших глубинах в подошве континентальной коры.

По величине шарового компонента тензора напряжений в земной коре намечаются три уровня общих *РТ*-условий: низкий (эпизона), средний (мезозона) и высокий (катазона). В мобильных поясах эти уровни выделяются по смене механизма деформирования: эпизональный — хрупкое разрушение, мезозональный — вязкое кливажное течение, катазональный — идеально вязкое течение. Граница эпизоны с мезозоной соответствует фронту кливажа, а мезозоны с катазоной — фронту кристаллизационной сланцеватости [8; Е.И.Паталаха, И.А.Гарагаш, 1988].

Одна из фундаментальных причин гетерогенного проявления деформационных процессов в разрезе земной коры — ее тектонофизическая расслоенность. Изучение неотектонических и современных полей

1. Основные петрофизические типы сред

Типы и подтипы	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Коэффициент Пуассона	Модуль Юнга, Е · 10 ⁴ МПа	Температура Дебая, К	Твердость, кг/мм ²	Прочность на сжатие, МПа	Комплексный петрофизический коэффициент	Вязкость, Па · с
1. Пластично-малопрочный	1,5—2,8	0,5—5	0,3—0,45	3—7	50—250	50—200	50—150	0—0,5	$2 \cdot 10^{15}$ — $3 \cdot 10^{19}$
2. Хрупкий, в т.ч.									
хрупко-малопрочный	1,5—2,4	10—20	0,15—0,20	3—4	50—150	70—100	40—100	3—5	$3 \cdot 10^{19}$ — $1 \cdot 10^{21}$
хрупко-прочный	До 2,8	0,5—3	0,15—0,20	8—10	До 350	300—350	200—250	0,5—1	$1 \cdot 10^{19}$ — $1 \cdot 10^{21}$
3. Вязкопрочный	2,9—4	0,5—3	0,2—0,35	6—12	350—500	250—450	150—300	0+—5	$3 \cdot 10^{21}$ — $1 \cdot 10^{23}$

Примечание. Вязкость природных комплексов дана по М.В.Гзовскому [1], при этом $n \cdot 10^{-0,0233} \tau_1$, где τ_1 — интенсивность касательных напряжений.

палеотектонических напряжений с применением системного анализа позволило Н. И. Николасеву [6] и П.Н.Николаеву [7] выделить в коре три тектонофизических слоя, которым соответствуют три ранга полей напряжений.

Верхний слой (поле ранга III) является самым неоднородным. Оно зависит от конкретных локальных структур и представлено различными сочетаниями сдвиговых (в областях сжатия) и сбросовых (в областях растяжения) типов. Это наиболее быстро меняющиеся в мобильных поясах поля напряжений с коротким периодом существования (десяtkи тысяч лет). Слой охватывает эпизону и верхнюю часть мезозоны.

Средний слой (поле ранга II) является мезозональным и объединяет крупные геологические структуры (антиклинории, микроконтиненты — шоли, депрессии и т.д.), определяя режим развития целых провинций. Для него часто, но не всегда, характерны вертикальные сжимающие и горизонтальные растягивающие усилия, приводящие к широкому развитию субвертикальной дилатансионной трещиноватости в орогенных областях (глубины 5—20 км). В процессе формирования геологических структур пространственная ориентировка и интенсивность главных осей поля напряжения меняются с периодом в несколько сотен тысяч — первые миллионы лет.

Нижний слой (поле ранга I) включает нижние горизонты земной коры в верхней мантии. Здесь активно действуют региональные и планетарные поля напряжений сдвигового типа, которые определяют тектоническую эволюцию глобальных геологических структур (зон субдукции, движение континентальных плит, развитие орогенных поясов и т.д.). Это устойчивые, существую-

щие десятки — сотни миллионов лет поля напряжений, способствующие горизонтальному растеканию масс.

На основании результатов структурно-петрофизического анализа все природные комплексы целесообразно разделить на три типа: *вязкопрочный, пластично-малопрочный и хрупкий*, включающий хрупко-малопрочный и хрупкопрочный подтипы (табл. 1).

Рудоносные структуры возникают в тектонически активных зонах (глубинные и коровые разломы) в центрах рудно-магматической активности, где сопряженно развиваются деформационные процессы, проявляются динамические эффекты и формируется термоградиентная система массопереноса флюидных компонентов.

Массоперенос веществ является началом, объединяющим образование синтетонических метасоматитов и месторождений при участии и под воздействием динамических эффектов в условиях неравномерного напряженного состояния горных пород. На ранних стадиях преобладают неравновесные процессы метасоматического преобразования вовлеченных в деформационный цикл пород, а на поздних система становится равновесной и начинают развиваться процессы перекристаллизации и укрупнения минералов, в результате чего снимаются стрессовые напряжения.

Возникновение областей уплотнения и сжатия в массивах пород — суть аккумуляции и трансформации механической энергии, своеобразные реакторы повышенной геохимической активности и интенсивного массопереноса вещества. Участки растяжения и разуплотнения — конечный пункт массопереноса, где в благоприятной среде скапливаются те или иные полезные ископаемые.

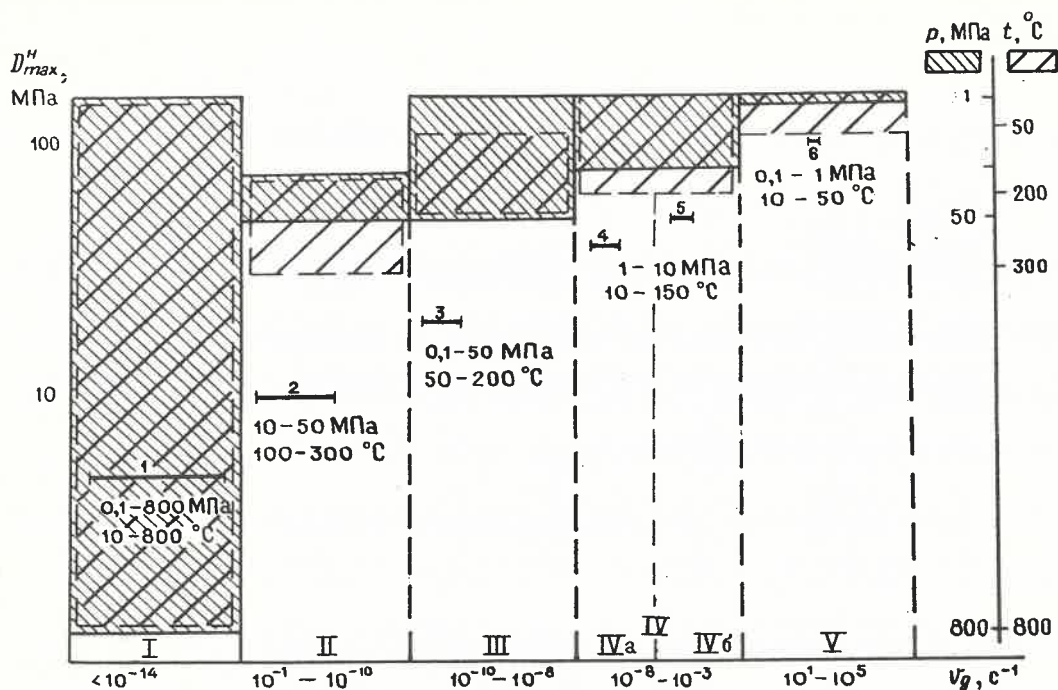


Рис. 1. График зависимости между скоростями деформаций, девиатором напряжения, продолжительностью существования тектонодинамических систем и общими термодинамическими условиями [Н.К. Булин, 1971; 1, 3, 7, 20, 23]:

1 — миллионы, 2 — сотни тысяч, 3 — десятки тысяч, 4 — тысячи лет, 5 — часы — годы, 6 — секунды — минуты; I—V — структурные парагенезисы

Из анализа факторов, определяющих возникновение и развитие различных структурных парагенезисов, наиболее чувствительными и информативными по отношению к процессам структурообразования являются скорость деформации и девиатор напряжений. Другие параметры — общие условия деформации, петрофизические свойства среды, палеотектонические поля напряжений, длительность существования тектонодинамических систем, флюидный режим и динамические эффекты — тесно взаимосвязаны с первыми двумя характеристиками и вносят существенные коррективы в определение конкретных условий формирования и масштабов рудоносных структурных парагенезисов.

По скоростям деформаций можно выделить пять серий парагенезисов: низкоскоростные, среднескоростные, повышенно-скоростные, высокоскоростные и взрывные. По девиатору напряжений их также примерно пять, хотя различие по этому параметру между третьей и четвертой сериями невелико (табл. 2, рис. 1).

Низкоскоростные структурные парагенезисы возникают в процессе низкоскоростных (менее 10^{-14} с $^{-1}$) деформаций, длящихся, как правило, миллионы, десятки и сотни миллионов лет, при низких значениях

девиатора напряжений деформации в пределах всего разреза земной коры.

В глубинных высокотермобарических зонах (катазоне и нижних частях мезозоны) развиваются амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая фации регионального метаморфизма, полностью нивелируются различия между петрофизическими типами пород и ведущим механизмом деформирования является пластическое течение.

Эти процессы особенно типичны для ранней истории Земли. Именно в постлунный период (3,8 млрд лет) в архее и протерозое в режиме медленных деформаций формировались три главные металлогенические формации нашей планеты: расслоенные ультрамафитовые комплексы (мантийная линия); сульфидизированные и гематитизированные вулканогенно-осадочные толщи, медистые песчаники и сланцы (линия раннего рифтогенеза); железистые кварциты («эпиконтинентальная» линия) [14].

На этом этапе эволюции Земли заложились основные черты ее металлогенического облика. Возникли глобальные первичные металлогенические пояса и провинции. По скоростному режиму растяжения условно можно выделить два типа рудоносных геологических структур, так называемых зеленокаменных поясов [25].

2. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структурные парагенезисы в земной коре

Парагенезисы		Петрофизические типы сред	10—150°C, 0,1—10 МПа	100—300°C, 10—50 МПа	500—800°C, 100—800 МПа
Взрывные 10 ⁴ —10 ⁵ с ⁻¹		1	Масштабы деформирования на порядок меньше, чем в средах 2		
		2	Объемное разрушение вплоть до распыления, кратеры, кольцевые валы обломочного материала, радиальные и концентрические системы трещин, быстро затухающие с глубиной		
		3	Разрушение пород немного меньше, чем в средах 2		
Высокоскоростные	Гидравлической тектоники 10 ⁻⁵ —10 ⁻¹ с ⁻¹	1	Локальные купольные структуры, флюидные линзы	Купола и флюидные камеры в подошве пластичных пластов	
		2	Системы вертикальных трещин гидроразрыва	Штокверки в верхней интрузивной и надинтрузивной зонах магматических тел кислого состава, магистральные гидроразрывы	
	Литостатической разгрузки 10 ⁻⁸ —10 ⁻³ с ⁻¹	1	Локальные взбросы и надвиги		
		2	Горизонтальные трещины отрыва, наклонные сколовые системы, чешуйчатые надвиги, лестничные трещинные структуры	Тела очаговых брекчий на границе поднятых и опущенных блоков орогенной области в упругонапряженных породах	
		3	В отличие от сред 2 больше развиты будинажноподобные призматические структуры; слабо проявились горизонтальные трещины отрыва	Тела брекчий, меньшие по размерам, чем в средах 2	
	Повышенно-скоростные 10 ⁻¹⁰ —10 ⁻⁸ с ⁻¹	1	Структуры турбидитовых потоков, оползневые складки и разрывы, флексурные изгибы	Складчато-разрывные парагенезисы сдвиговых и вертикальных блоковых движений, структурно-литологические экраны	
2		Надвиги, взбросы, сдвиги, листрические разломы, трещиноватость	Типичный дизъюнктивный парагенезис — сдвиги, сбросы, эшелонированные системы отрывов; оперяющие и сопутствующие трещины		
3		Редкая трещиноватость, отдельные коровые разломы	Протяженные сдвиговые зоны, блоковые структуры		
Среднескоростные 10 ⁻¹⁴ —10 ⁻¹⁰ с ⁻¹	1	Флексурные изгибы над разломами кливажных зон; гидропластическое течение вещества	Триада: проникающий кливаж, линейные складки скалывания и вязкие разломы; кливажное течение, синтетектонические метасоматиты		
	2	Линейные системы трещиноватости; на границе с пластичными толщами структурно-петрофизические экраны	Линзовидное композитное строение шовных зон; линейные штокверки; синтетектонические метасоматиты кварц-серицитового и кварц-хлоритового составов		
	3	Единичные разломы, односистемные редкие трещины	Будинирование вязких пород; возникают крупные плоские линзы, разобщенные кварц-серицитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами		
Низкоскоростные <10 ⁻¹⁴ с ⁻¹	1	Складчатость гравитационного оползания; диапировый парагенезис (соляная тектоника), синседиментационная складчатость; гидропластическое течение	Линейные складчатые системы (продольное сжатие); брахиформная складчатость (поперечное изгибание)	Гранитогайсовые купола; полиэтапные зоны пластического течения; кристаллизационная сланцеватость; зоны бластомилонитов; синтетектонический метасоматоз	
	2—3	Региональные системы трещиноватости			

Мелководные субплатформенные пояса с низкой металлогенической продуктивностью (мелкие месторождения барита, меди — молибдена, свинца — цинка) развиты в наиболее древних провинциях (3,5 млрд лет), формировавшихся в течение первых сотен миллионов лет; медленные (платформенная фаза) растяжения. Молодые рифтовые пояса (3—2,7 млрд лет) формировались со скоростью 15—30 млн лет. В них активно протекали процессы рудообразования, происходило утонение континентальной коры и возникали глубоководные вулканические бассейны; относительно повышенные скорости растяжения (рифтовая фаза). Эта фаза эволюции архейских провинций была глобально распространена и характеризовалась появлением группы многочисленных, в т.ч. крупных, месторождений золота (терригенные формации), колчеданно-полиметаллических субмаринных базальтоидных и медно-никелевых ликвационных в ассоциации с коматитами руд. Формирование непосредственно месторождений происходило в отмеченных рифтогенных структурах при значительно более высоких скоростях деформаций.

Важное значение с позиции формирования новых рудоконтролирующих и рудоносных парагенезисов имеют зоны бластомилонитов, т.к. в их образовании ведущую роль, по данным Ф.А.Летникова [4] и В.И.Казанского (1972), играла флюидная система и активно проявился Si-K-Na первичный и Ca-Mg-Fe вторичный метасоматоз. Эти процессы протекали при давлениях 600—800 МПа, температурах 400—600°C, высоких градиентах падения давления и способствовали переводу в подвижное состояние большей группы рудных элементов — Co, Ni, Au, Fe, V, Cr, Pb, Sn, U, Th, Rb.

Поскольку по вертикали и латерали бластомилолиты сменяются катаклазитами и зонами брекчирования, интервал смены фаций тектонитов и является наиболее благоприятным для локализации оруденения. В телах бластомилолитов превалируют пластические деформации, а в окружающих породах — хрупкие. Когда преобразование вещества в тектонических зонах завершится, они еще длительное время служат флюидопроводниками. Рудоконтролирующая роль описываемых структур — формирование в них высокопроницаемых субвертикальных линзовидных, ветвисто-сетчатых синтетектонических тел бластомилолитов, длительное существование здесь равновесной системы, общие высокотермобарические условия, повышенный градиент падения давления.

В умеренно термобарических областях (мезозона) формируются безрудные линей-

ные (продольного сжатия) и брахiformные (поперечного изгибания) складчатые системы и связанные с ними синскладчатые вязкие разломы. В верхних горизонтах земной коры в стабильных блоках образуются синсидиментационные складки и разломы. Широко проявляется механизм гидропластического течения, возникают структуры регионального гравитационного перемещения слоистых комплексов (надвиги, шарьяжи и т.д.). Вблизи зон консидиментационных разломов генерируются анизотропные поля напряжений, приводящие к появлению механохимических, термомеханических и других динамических эффектов. В узлах наибольшей активности на приповерхностных и поверхностных уровнях этих зон формируются стратиформные месторождения Pb, Zn, Cu и других элементов, выносимых флюидными потоками из глубинных горизонтов проводящих структур [15; У.Асаналиев, В.В.Попов, И.Д.Турдукеев, 1988].

Среднескоростные структурные парагенезисы, впервые выделенные и подробно описанные Е.И.Паталахой [8], типичны для мобильных поясов мезозоны и формируются в течение сотен тысяч — первых миллионов лет. Деформационным механизмом является кливажное течение, создающее структурный парагенезис; проникающий кливаж; линейные складки и разнопорядковые вязкие разломы. Плоскость этой триады обычно ориентирована вертикально.

Кливажирование пород, диспергирование монолитных минеральных скоплений активизируют геолого-геохимические процессы. Однако из-за исключительно высокой проницаемости сами зоны малорудоносны, основная масса структур открытая. Это транзитные флюидопроводники, из них рудные компоненты выносились. Большой интерес представляют расположенные над кливажными зонами горизонты низкотермобарических преобразований (эпизона). Жильное и прожилково-вкрапленное оруденение концентрируется на границе мезо- и эпизон и локализуется в хрупкодеформированных породах под структурно-петрофизическими экранами из пластичных слабопроницаемых пачек пород [24].

Повышенно-скоростные структурные парагенезисы возникают в большей верхней части мезозоны и всей эпизоны. Особенности существующих здесь тектонических режимов является их резкая дифференциация, распад региональных полей напряжений на локальные тектонодинамические домены. Здесь за короткие периоды (первые десятки, редко сотни, тысячи лет) формируются типичные дизъюнктивные парагенезисы. Флюидные фазы, помимо переноса рудного вещества, снижают прочность пород

при образовании разрывов, брекчированных и милонитизированных зон. Наиболее полно дизъюнктивный парагенезис проявился в хрупких средах. В пластичных породах преобладают складчато-разрывные парагенезисы, а в вязких оруденение концентрируется непосредственно в зонах сдвигов и расколов [13, 17, 22, 26].

К высокоскоростным структурным парагенезисам можно отнести структуры, возникающие в процессе литостатической разгрузки и при проявлениях гидравлической тектоники. Парагенезисы литостатической разгрузки характерны для орогенных областей, где происходят вертикальные перемещения огромных масс горных пород. Из анализа данных по скоростям подъема, проведенного для орогенных поясов Н.И. Николаевым [6], П.Н. Николаевым [7], В.К. Кучаевым [3], А.А. Пэком [11] и др., следует, что центральные блоки поднимаются со скоростями 0,07—4,5 мм/год и даже более 10 мм/год, длительность орогенного этапа составляет 30—40 млн лет, а суммарные амплитуды перемещений достигают нескольких десятков километров.

Во вдавленных блоках на границе поднятий и депрессий в упругопрочных породах накапливается упругая энергия большой плотности и создается перенапряженное состояние жесткого массива. При подъеме к поверхности подобных пород с запасом потенциальной энергии происходят не только общее падение напряжений, но и более быстрое сокращение вертикальной составляющей тензора напряжений и возникновение девиатора напряжения с вертикально направленными растягивающими усилиями. Подобная ситуация приводит к образованию горизонтальных трещин отрыва и наклонных сколовых разрывов. По мере подъема блока и «зонной» релаксации напряжений происходит «разваливание» системы: в поднятых на поверхность породах трещины отрыва становятся сначала наклонными, а затем вертикальными [2, 10].

Структурный парагенезис литостатической разгрузки включает горизонтальные трещины отрыва, краевые вертикальные и центральные системы наклонных трещин скола, чешуйчатые кулисные отрывы, дугообразные разрывы, оконтуривающие удлиненные призматические блоки пород. Особенность этих дизъюнктивов — их полная сопряженность, отсутствие смещений, перетертого милонитового материала, следов флюидной фазы. Данные разрывы рассекают без смещения разнообразные породы и с ними синхронно в динамических активных центрах формируются приповерхностные гидротермальные месторождения.

Понятие «гидравлическая тектоника»

введено П.П.Иванчуком (1974) и было зафиксировано как научное открытие [18, 19]. В этой ветви тектоники рассматриваются формы, пространственное положение и происхождение структурных парагенезисов, объединяющих пластические и хрупкие деформационные элементы, возникшие под давлением на горные породы жидкости, газа, магматического расплава или их смесей. Миграция рудоносных растворов в толщах пород контролируется общими и локальными полями напряжений. Они создают на отдельных участках избыточное давление поровой жидкости, которое приводит к двухстадийной деформации (К.Бёрнхем, 1985).

В течение первой стадии происходит расширение трещин, расположенных под небольшим углом к направлению давления, и закрытие разрывов, ориентированных перпендикулярно. Во вторую стадию продолжается расширение и удлинение отдельных трещин, закрытие массы сопутствующих им мелких нарушений. Описываемые структуры широко распространены на малоглубинных и приповерхностных месторождениях.

Взрывные структурные парагенезисы возникают при ультраскоростных (фактически мгновенных) режимах деформирования в земной коре. Разрушение пород наступает по мере достижения уровня скалывающих напряжений динамической прочности, примерно десятикратно превышающей статическую, путем развития сквозных трещин со звуковой релеевской скоростью. Рассматриваемые парагенезисы связаны с приповерхностными флюидно-газовыми взрывами, импактными (метеоритными) ударами и приповерхностными землетрясениями [17]. Роль взрывных процессов в рудообразовании заключается в формировании вертикальных каналов, по которым с высокой скоростью поступал эндогенный мантийный материал, содержащий полезное ископаемое. В частности, к этому типу можно отнести кимберлитовые и лампроитовые трубки. Те из них, которые формировались в замедленном темпе, не алмазоносны. Быстрый подъем ультраосновной магмы, осуществляемый с помощью серий взрывов, происходящих при смешивании магматического материала с глубинными водами, способствует сохранению мантийных алмазов до момента консолидации кимберлита и особенно лампроита в приповерхностных условиях [12].

Роль каждого из пяти скоростных режимов деформирования существенно различается в процессах формирования металлогенических и рудных концентраций в структурах земной коры (рис. 2). Низкоскоростные режимы формируют основной облик Земли. Они протекают синхронно с общим эволюционным ходом развития планеты и

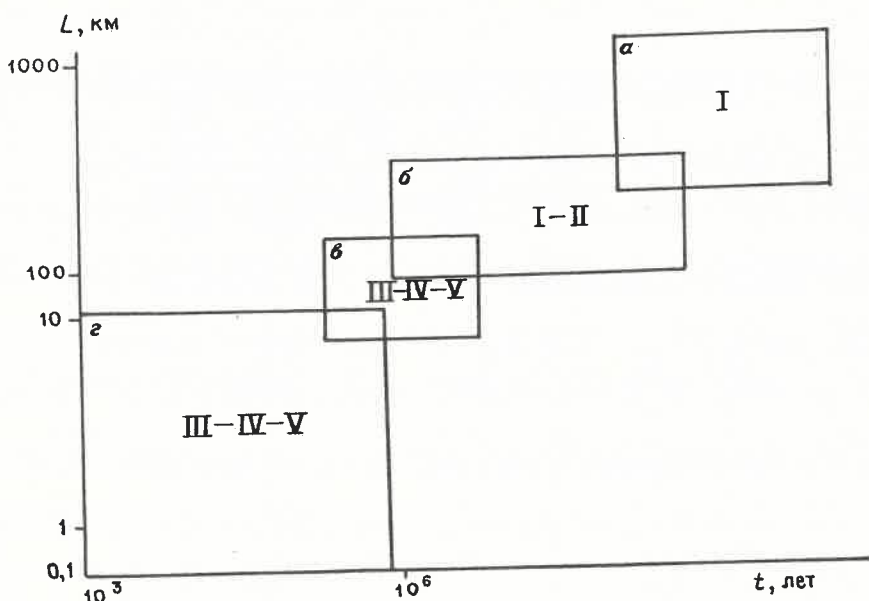


Рис. 2. Пространственно-временные соотношения при формировании металлогенических поясов, провинций, рудных районов, полей и месторождений:

структурные парагенезисы: I — низкоскоростные, II — среднескоростные, III — повышенно-скоростные, IV — высокоскоростные, IVa — литостатической разгрузки, IVb — гидравлической тектоники, V — взрывные; рудно-металлогенические единицы: a — глобальные металлогенические пояса, б — металлогенические зоны и провинции, в — рудные районы и поля, c — месторождения

не приводят к образованию непосредственно рудных полей и месторождений. На ранних этапах (ранний докембрий) в процессе возникновения современных типов земной коры — континентальной и океанической — эти режимы способствовали образованию планетарных поясов и провинций с металлогеническими праформациями, к которым приурочены гигантские аномальные геохимические концентрации полезных компонентов, достигающие уровня убогих руд.

Синхронно с подобными субплатформенными планетарными провинциями формировались рудоносные рифтовые структуры. Время их развития 30—40 млн лет. Этот тип структур прослеживается через всю постраниархейскую историю Земли. С появлением на континентальной коре рифтовых структур, развивавшихся в относительно повышенно-скоростном режиме растяжения, и начинается собственно рудно-металлогеническая история.

Неотъемлемым атрибутом докембрийской истории является образование зон бластомилонитов, которые развивались в таком же темпе, как и рудоносные рифтовые системы. Зрелые бластомилонитовые зоны представляют собой идеальную систему флюидопроводников. Через нее с глубинных горизонтов земной коры из областей с повышенными термобарическими параметрами выноси-

лись основные рудные металлы, которые на участках с низкими *PT*-условиями, в частности в обычных милонитовых и брекчиево-трещиноватых породах, могли формировать промышленные месторождения.

Таким образом, низкоскоростные структурные парагенезисы формируют четыре типа геологических структур.

1. Безрудные неметаллоносные субплатформенные области с ранними трапповыми комплексами и безрудные архейские зеленокаменные пояса с мелкими на уровне геохимических аномалий проявлениями (вялое течение тектонических и металлогенических процессов). Развитие этих структур продолжалось сотни миллионов лет синхронно с общим ходом дифференциации мантийного вещества Земли.

2. В верхней части земной коры в эпизоне и частично мезозоне низкоскоростные режимы создавали региональные безрудные геологические структуры — плиты, шельфы, пассивные окраины континентов, авлакогены, в пределах которых широко распространены общая планетарная и региональная трещиноватость, брахиформные складки, флексуры, изгибы слоев и т.д.

Металлогеническое и рудолокализирующее значение имеют зоны рифтов, формировавшиеся в несколько повышенном темпе растяжения в течение 20—40 млн лет. К подо-

бным структурам приурочены практически все стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатно-сланцевых формациях Ирландии, Каратау, Миссисипской долины, Средней Азии и других регионов.

3. Становление рудно-металлогенических рифтовых систем происходило на фоне медленных деформационных процессов и отличалось от последних резким возрастанием скоростей. Именно в них образуются в течение десятков миллионов лет вулканические пояса с рудоносными контрастными базальт-риолитовыми сериями. В этих поясах выделяется вся гамма скоростных режимов Земли, вплоть до взрывных, и формируются рудно-магматические (или вулканогенно-рудные) и рудоносные гидротермально-магматические центры и зоны. В подобных рифтовых структурах в терригенно-карбонатных комплексах также возникают гидротермально-рудные системы.

4. В том же режиме, что и рудно-металлогенические рифты, в ядерных зонах жестких консолидированных докембрийских блоков формируется система бластомилонитов, являющихся флюидопроводниками и фактически корневыми частями рудоносных систем.

Среднескоростные режимы типичны для мезозоны и развиты во всех мобильных поясах. Для них характерны многоэтапность и закономерная смена обстановки интенсивного растяжения обстановкой сжатия. В целом эти режимы, как и низкоскоростные, не формируют рудолокализирующих структур. Но они, кардинально трансформируя породы, создавая кливажный парагенезис, способствуют образованию флюидных рудоносных систем, их корневых частей, в которых происходит интенсивная тектоно-метаморфогенная переработка руд, возникших на ранних стадиях формирования мобильных поясов в обстановке растяжения.

Повышенно-скоростные режимы распространены повсеместно в верхней части мезозоны и в эпизоне. Для них характерен дизъюнктивный структурный парагенезис. Их роль в рудообразовании определяется приуроченностью к продолжениям или динамически активным частям рудоносных рифтовых поясов как докембрия, так и фанерозоя, периферии зон докембрийских бластомилонитов и мобильных кливажных поясов фанерозоя. Подобные режимы характерны для бурно развивающихся спрединговых центров, зон субдукции, областей столкновения литосферных плит и областей активизации платформенных и геосинклинальных систем. Это наиболее распространенный в природе структурный парагенезис. Но он имеет крайне ограниченное металлогеническое значение. В рудообразовании его роль определяется тем, что он является

одним из важнейших структурных элементов рудоносной системы, фрагментом эволюционного цикла развития рудных поясов. Однако за их пределами это безрудная разнообразная трещиноватость, надвиги, сдвиги, сбросы, будинаж и т.д.

Высокоскоростные режимы относятся к наиболее важным и продуктивным в рудогенезе. В них сочетаются оптимальные условия для рудообразования: высокие градиенты давления и девиатор напряжения, активная структурообразующая роль минерализованных флюидов, энергичный массоперенос рудного вещества, достаточное время для накопления значительной массы руд. Режим можно подразделить на два типа: литостатической разгрузки и гидравлической тектоники.

Режим литостатической разгрузки один из главных при формировании зональных рудно-магматических центров в орогенных областях. Именно он создает необходимые тектонофизические и петрофизические условия (проницаемость и высокую трещинную пористость пород, вертикальные и горизонтальные разрывные системы), способствующие активизации тектонических, сейсмических, магматических, метасоматических и гидротермальных процессов в локальных участках, на стыках поднимающихся с различной скоростью блоков пород. Примером подобного центра является Тырнаузское редкометалльное рудное поле на Северном Кавказе [27].

Гидравлическая тектоника — важнейший составной компонент любой динамичной рудоносной системы, при развитии которой флюиды, расплавы или их смеси в контрастных полях напряжений формируют и рудоподводящие, и рудолокализирующие структуры. Вне минерализованных флюидных систем этот режим выполняет иные функции (гидроразрывы в осадочных бассейнах, соляная тектоника, флюидные диапиры и т.д.).

Взрывной режим [12] способствовал быстрому подъему ультраосновной магмы, содержащей кристаллы алмаза, к приповерхностным уровням. Особенно это относится к агрессивным лампроитовым магмам, спокойное длительное перемещение которых с подкорových глубин к гипабиссальным уровням приводит к растворению алмазов. Взрывные режимы наиболее продуктивны в мощных жестких континентальных плитах. Их роль сводилась к быстрой доставке мантийного материала в поверхностные горизонты земной коры, где происходили их ликвидация, кристаллизационная дифференциация и формирование различных магматических месторождений.

В заключение можно отметить следующее.

В непрерывных геологических системах

рудоконтролирующие и рудоносные структурные парагенезисы занимают дискретное вполне закономерное положение. Они являются своего рода структурными аномалиями, возникающими при активном участии в структурообразующих процессах минерализованной флюидной фазы; оптимальном режиме деформирования; наличии интенсивных динамических эффектов (сейсмoeлектрических, сейсмомангнитных, термоакустических, вибромиграционных и др.); высокоградиентном поле напряжений, которое направляет, фокусирует флюидные минерализованные потоки и создает геодинамические барьеры рудоотложения.

При низких скоростях деформаций возникают только глобальные геологические структуры, контролирующие позиции металлогенических поясов и провинций. В них формируются аномальные геохимические концентрации рудного вещества.

Чем ближе к поверхности, тем выше скорость формирования рудоносных структур, короче жизнь структурообразующих систем, выше девиатор напряжений и ниже общие *РТ*-условия. По мере перехода от мезозональных к эпизональным уровням структурообразования возрастает роль хрупких деформаций, а пластические деформации осуществляются с помощью особого механизма — гидропластического течения.

В эволюции земной коры тектоно-магматические процессы протекали в пяти основных режимах: низкоскоростном, среднескоростном, повышенно-скоростном, высокоскоростном и взрывном. Низко- и среднескоростные режимы способствовали возникновению металлогенических провинций, поясов и зон и контролировали процессы формирования основных рудно-металлогенических праформаций — эпиконтинентальной, раннего рифтогенеза и мантийной линий [14]. Повышенно- и высокоскоростные режимы являлись основными при образовании рудных районов, полей и месторождений. Специфическую роль скоростного проводника, способствовавшего быстрому подъему мантийного материала в приповерхностные части земной коры, выполняли взрывные процессы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1975.
2. Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождениях — важное явление геодинамики // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С. 1212—1214.
3. Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1983.
4. Летников Ф.А., Балышев С.О. Петрофизика и геознергетика тектонитов. — Новосибирск: Наука, 1991.
5. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч.1, П. С.121—173.
6. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. — М.: Недра, 1988.
7. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. — М.: Недра, 1992.
8. Паталаха Е.И. Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. — М.: Недра, 1985.
9. Пелиссонье Х. Время формирования стратиформных рудных месторождений // Металлогения и рудные месторождения. 27 МГК. Секция С. 12. М., 1984. Т.12. С. 73—84.
10. Пономарев В.С. Структуры самопроизвольного разрушения горных пород // Изучение тектонических деформаций. М., 1987. С. 117—133.
11. Пэк А.А. Орогенез, эрозия и гидротермальное рудообразование: гипотеза тепловой и геодинамической связи процессов // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М., 1990. С. 184—200.
12. Петрохимия кимберлитов / А.Д.Харьков, В.В.Зуенко, Н.Н.Зинчук и др. — М.: Недра, 1991.
13. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч.1, П. С. 173—230.
14. Сидоров А.А. Эволюционно-исторические аспекты рудообразования // Вестн. РАН. 1992. № 8. С. 91—104.
15. Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения. 27 МГК. Секция С. 12. М., 1984. Т. 12. С. 3—10.
16. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. — М.: Изд-во МГУ, 1991.
17. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
18. Старостин В.И., Иванчук П.П., Сандомирский С.А. Роль гидравлической тектоники в формировании рудоносных купольных структур // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 3. С. 834—837.
19. Старостин В.И., Назаров В.Н., Трофимов А.П. Гидравлические структуры Малеевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1987. № 1. С. 3—21.
20. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика (геологические приложения физики сплошных сред). — М.: Мир, 1985. Ч.1, П.
21. Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок / И.А.Турчанинов, Г.А.Марков, В.И.Иванов, А.А.Козырев. — Ленинград: Наука, 1978.
22. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. — М.: Наука, 1989.
23. Файф У., Прайс Н., Томсон А. Флюиды в земной коре. — М.: Мир, 1981.
24. Glasson M.J., Keays R.R. Gold mobilization during cleavage development in sedimentary rocks from the auriferous slate belt of central Victoria, Australia: some important boundary conditions // Econ. Geol. 1978. Vol. 73. № 4. P. 496—511.
25. Groves D.I., Batt W.D. Archean metallogeny in terms of crustal evolution: evidence from Western Australia and application of other cratons // Proc. Int. Conf. Metallogeny Precambrian. Vol. Tabor Conf. JGCP Proj. 91. Metallogeny Precambrian Eur. Prague, 1986. P. 149—155.
26. Ledru P., Autran A. Relationships between fluid circulation, ore deposition, and shear zones: new evidence from the Salau scheelite deposit (French Pyrenees) // Econ. Geol. 1987. Vol. 82. № 1. P. 224—229.
27. Sobolev R. N., Starostin V.I. Petrophysical features of the orebearing Eldzhurtinsky Massif (northern Caucasus) // Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1993. Vol. 8. № 280. P. 1—5.

Формационные и геолого-промышленные типы оловорудных месторождений

А.Б.ПАВЛОВСКИЙ (ВИМС)

В настоящее время известно множество разнотипных оловорудных месторождений, сформировавшихся в широком возрастном диапазоне, в самых разнообразных геологических формациях, локализованных в различных палеотектонических структурах и образованных в связи с гранитоидным магматизмом [1]. Необходимость повышения интенсивности прогнозно-поисковых и оценочных работ по олову требует постоянного совершенствования рудноформационной и геолого-промышленной систематики оловорудных месторождений.

Формационные и минеральные типы оловорудных месторождений. Сравнительный анализ разнотипного оловянного оруденения показал, что при всем многообразии минеральных ассоциаций и типов руд среди оловорудных месторождений отчетливо выделяются две крупные геохимические группы — литофильная и сидеро-халькофильная. Каждая из них характеризуется определенным набором родственных олову геохимических ассоциаций ведущих элементов (парагенетические ассоциации), не зависящих от конкретных особенностей геологической и физико-химической обстановок их формирования. Так, в рудах месторождений литофильной группы олово тесно ассоциирует с вольфрамом, бериллием, танталом, ниобием, литием, фтором и др., сидеро-халькофильной — главным образом с железом, мышьяком, медью, бором и серой. Присутствующие в тех или иных количествах в рудах месторождений обеих групп цинк, свинец, сурьма и серебро представляют более поздний парагенезис элементов и не входят в состав родственной олову геохимической ассоциации.

Помимо геохимической специфики парагенетических ассоциаций ведущих и сопутствующих рудных и нерудных элементов, отражающей особенности течения послемагматических процессов рудообразования, месторождения выделяемых групп различаются по занимаемой ими геотектонической позиции и геодинамической обстановке формирования, пространственно-временным и генетическим соотношением оруденения с определенными магматическими формациями, вещественно-минеральному составу оловянных руд и ряду других особенностей, совокупность которых должна служить принципиальной научной основой формационной систематики оловорудных месторождений.

Исходя из сказанного, для целей прогноза, поисков и оценки промышленных перспектив оловянного оруденения в широком спектре его эндогенных проявлений выделяются [6] две главные геолого-геохимические формации оловорудных месторождений с общими для них ассоциациями рудогенных элементов: литофильная редкометалльно-оловянная и сидеро-халькофильная полиметалльно-оловянная (табл.1).

Кроме этих формаций, в некоторых районах и провинциях нашей и зарубежных стран (Англия, Боливия, Китай и др.) встречается особая группа полиформационных месторождений олова, в которых пространственно и структурно совмещены редкометалльно-оловянное и полиметалльно-оловянное оруденения.

В объемах выделенных формаций, охватывающих практически все многообразие оловянного оруденения, объединяются различные его минеральные типы и фации с родственными олову геохимическими ассоциациями ведущих элементов и сходными общими геологическими обстановками нахождения.

Редкометалльно-оловянная формация, выделенная на геолого-геохимической основе, включает разнообразные минеральные ассоциации, типы и фации высокотемпературного литофильного оловянного оруденения, формировавшегося в сходной тектономагматической обстановке при определенных послемагматических процессах. К ней относятся олово-редкометалльные пегматиты, оловоносность которых связана с их автометасоматической альбитизацией и грейзенизацией; апоскарновые образования с оловосодержащими гранатом, пироксеном и боратами; апокарбонатно-грейзеновое вольфрам-оловянное оруденение; оловоносные грейзены и касситерит-вольфрам-кварцевые жилы. Рядом исследователей [3,5,7,8,9 и др.] эти проявления оловянного оруденения выделяются как самостоятельные формации оловоносных пегматитов, скарнов, грейзенов и минеральная касситерит-кварцевая.

Общие условия образования и нахождения месторождений редкометалльно-оловянной формации характеризуются:

преимущественной приуроченностью к областям ранней консолидации с континентальным типом разреза земной коры и зрелым гранитным слоем, мощность которого превышает таковую нижележащего слоя

1. Формации и минеральные типы оловорудных месторождений

Оловорудные формации	Геотектоническая позиция и геодинамическая обстановка формирования оруденения, основные рудоуправляющие структуры	Магматические формации и характер связи с оруденением	Главные элементы оловорудных геотектонических ассоциаций	Минеральные типы		Месторождения
				Алюмосиликатные интрузивные и осадочные	Вещиющие породы Карбонатные и скверные	
Редко-металло-оловянная	Структуры ранней консолидации геосинклинально-складчатых областей (геосинклиналь, срединные массивы), шиты и платформы; эпигеосинклинальная орогения и тектоно-магматическая активизация; продольные и поперечные глубинные разломы	Гранодиорит-гранит-лейкогранитная, связь генетическая с интрузивными заключительной фазы внедрения	Олово, редкие металлы, вольфрам, молибден, висмут, мышьяк, фтор (бор)	Микро-клино-спондумен-альбитовый	Гранат-пироксен-плагиоклазовый	Вулжина (Австралия), Маноно-Китотуло (Заир), Бёрд Ривер (Канада), Блэк Хиллс (США), Аксу, Дукенек, Карасу (Кыргызстан), Урикское (Россия)
Поли-металло-оловянная	Геосинклинальные и орогенные прогибы складчатых систем, вулканические пояса в приразломных прогибах; эпигеосинклинальная орогения; поперечные рудоуправляющие структуры и разноориентированные нарушения	Диорит-монцограно-диорит-гранитная, связь парагенетическая	Олово, железо, медь, мышьяк, цинк, свинец, серебро, сурьма, бор (фтор)	Топаз-спондумен-кварцевый	Флюорит-сподулитовый	Альтенберг (Германия), Цинновец (Чехия), Цзилуншань (Китай), Лост Ривер (США)
				Кварцевый		Маучи (Мьянма), Эрнфриденсдорф (Германия), Сант-Александр (Вьетнам), Пиллок (Таиланд), Иультин, Пыркай (Россия), Сартадон (Узбекистан)
				Кварц-хлорит-турмалиновый	Флюорит-боросиликатный	Гербертон (Австралия), Ларамкота, Монте-Бланко (Боливия), Инпишань, Нотоушань (Китай), Валькумей, Дубровское, Хрустальное (Россия), Учкочкон (Кыргызстан)
				Колчеданно-сульфидный		Квинсленд, Маунт Бишоф (Австралия), Клаппа-Кампит (Индонезия), Дачан (Китай), Хета, Эге-Хая, Хачеранга (Россия), Мушистон (Таджикистан)
				Сульфосольно-сульфидный		Ренисон Белл (Австралия), Лялуга, Оруро, Карайкольо (Боливия), Маулагз (Китай), Черемуховое (Россия), Сарыбулак (Кыргызстан)

(Кз). По истории геологического развития и тектонической позиции эти области представлены активизированными жесткими бортами геосинклинали, срединными массивами, раннегеосинклинальными поднятиями;

значительной ролью процессов тектономагматической активизации, давших импульс к гранитообразованию, оживлению или возникновению магмовыводящих разломов. Последние, наряду с обычными поперечными магмо- и рудоконтролирующими структурами, часто имели характер подновленных вблизи них продольных пограничных или межзональных (между геосинклиналью и срединным массивом или бортом геосинклинали, между структурно-формационными зонами геосинклинали) глубинных разломов (шовных зон);

интенсивной гранитизацией рудоносного блока, проявленной в широком распространении суб- и гипабиссальных интрузивных тел гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации. Оруденение обнаруживает непосредственную генетическую связь с поздними кислыми и ультракислыми гипабиссальными интрузиями пород данной формации, нередко дифференцированными до пегматоидных разностей, или с менее дифференцированными субвулканическими интрузиями гранофиоров и кварцевых порфиоров;

возникновением рудной минерализации в результате метасоматического изменения вмещающих пород и выполнения трещин остаточными растворами, отделявшимися при кристаллизации насыщенных минерализаторами и летучими магматических расплавов гранитов заключительных фаз внедрения пород рудоносной формации, а также автометасоматической переработки рудопroduцирующих гранитов и пегматитов;

локализацией оруденения в апикальных частях массивов рудопroduцирующих гранитов и их апофизах, ближайших к ним ослабленных зонах экзоконтактов, вблизи куполовидных выступов этих массивов и небольших обособленных штоков. Нередко оруденение развивается вдоль контактов карбонатных пород с древними неоловоносными гранитами или с вулканогенно-осадочными алюмосиликатными образованиями, а также в ранних гранитах главной фазы внедрения оловоносных магматических комплексов;

разнообразием морфологии рудных тел, представленных жилами, штокверками, минерализованными зонами в алюмосиликатных породах и неправильными жило-, столбо-, трубо-, линзо- и гнездообразными метасоматическими залежами в карбонатных породах и скарнах;

слабо выраженной стадийностью минералообразования в рудном процессе. Основной продуктивной фтор-кремниевой стадии, в которую формировались оловоносные кварц-мусковитовые, слюдисто-флюоритовые грейзены и кварцево-рудные жилы, предшествует натриевая (альбитизация гранитов и формирование оловоносных раннегидротермальных метасоматитов), а завершает процесс поздняя сульфидная минерализация;

большим разнообразием изменений вмещающих пород, как предшествующих рудоотложению, так и сопровождающих его, не считая более поздних карбонатизации, каолинизации и др. К числу раннегидротермальных и окислительных изменений в алюмосиликатных и карбонатных породах или скарнах относятся биотитизация, калишпатизация, альбитизация, оталькование, флогопитизация, грейзенизация, топазизация, актинолитизация, тремолитизация, скаполитизация, турмалинизация, пропилитизация (преимущественно в эффузивах) и другие, сопровождаемые привнесением фтора или бора, а также щелочей и некоторых рудных элементов, в т.ч. олова;

относительно простым минеральным составом руд в алюмосиликатных средах и значительным разнообразием минеральных форм ряда элементов, включая олово, преимущественно в карбонатных и скарновых породах.

По устойчивым парагенетическим ассоциациям, отражающим конкретные геологические и физико-химические обстановки рудоотложения, среди месторождений редкометалльно-оловянной формации выделяются следующие минеральные типы (см. табл.1): альбит-сподумен-лепидолитовый с оловосодержащими редкометалльными минералами - олово-танталитом, торолитом и подчиненным касситеритом; гранат-пироксен-плагиоклазовый с оловосодержащими гранатом, пироксеном, боратами, в которых олово присутствует в основном в виде микровключений касситерита, гидростаннатов и варламовита, возможно также изоморфное вхождение олова в эти минералы; топаз-слюдисто-кварцевый с касситеритом, кестеритом, реже стокситом; флюорит-слюдистый с касситеритом, малайитом, пайгеитом, гулситом; кварцевый с касситеритом и станнином.

Полиметалльно-оловянная формация охватывает среднетемпературные сидерохалькофильные касситерит-турмалиновые (хлоритовые), колчеданно-сульфидные с касситеритом и станнином и сульфосолюно-сульфидные с сульфостаннатами проявления оловянного оруденения в алюмосиликатных породах, а также различные флюо-

рит-боросиликатные с касситеритом и норденшельдином и полиметаллически-сульфидные с полиминеральными формами олова рудные образования в карбонатных породах и скарнах. Минеральное многообразие оловянного оруденения рассматриваемой группы месторождений обусловило выделение на минеральной основе многочисленных формаций оловорудных месторождений (касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная, касситерит-силикатно-сульфидная, касситерит-фтор-боросиликатная, касситерит-флюорит-силикатная и др.), по существу, отвечающих минеральным типам в объеме единой полиметалльно-оловянной формации.

Условия локализации и формирования месторождений полиметалльно-оловянной формации характеризуются:

преимущественной приуроченностью к областям геосинклинальных и унаследованных орогенных прогибов с континентальным типом разреза земной коры и сопоставимыми мощностями ее составных слоев, причем мощность нижнего слоя К₃ нередко оказывается более значительной, чем гранитного. В целом в пределах рудоносных блоков устанавливается невысокая степень гранитизации. На востоке страны районы с оруденением рассматриваемой формации часто располагаются на окраине континента и формируются на коре переходного типа в геосинклинально-складчатых системах, которым в той или иной мере были присущи черты эвгеосинклинального развития [4];

ведущей ролью в размещении оловяносных площадей разломной тектоники с преобладанием поперечно-секущих складчатость глубинных разломов. С ними часто связано формирование позднегеосинклинально-орогенных депрессионных структур в результате просадки линейных или изометричных блоков, в которых происходило накопление континентальной молассы и вулканогенных образований. Границы этих структур обычно являются и границами оловяносных площадей (рудных районов, метаталогенических зон);

развитием гипабиссальной диорит-монцогранодиорит-гранитной формации и вулканогенных образований андезит-риолитовой формации орогенного этапа становления геосинклинально-складчатых систем, которые обычно образуют тесно взаимосвязанные в своем развитии вулканоплутонические ассоциации. Признаком продуктивности интрузивного комплекса является законченность его эволюции, что выражается в широком распространении поздних гранитных фаз. С последними устанавливается более тесная пространственная ассоциация оруденения полиметалльно-оловянной фор-

мации, чем с остальными проявлениями магматизма. Однако пространственно-генетическая связь оруденения этой формации с гранитами более слабая, чем редкометалльно-оловянной; связь оруденения с магматизмом здесь, скорее, парагенетическая;

формированием оруденения гидротермальными растворами, представляющими собой конечные продукты глубинных источников, давших серию предшествующих интрузивных фаз гранитоидов оловяносного магматического комплекса;

локализацией оруденения как в удалении от гранитоидов, так и в зонах экзо- и эндо-контактов гранитоидных массивов преимущественно главной, реже заключительной интрузивных фаз оловяносных магматических комплексов;

преобладанием среди рудных тел жил сложного строения, локализованных в крупных хорошо проработанных трещинных структурах, или жильных и жильно-прожилковых минерализованных зон типа линейных штокверков. Для карбонатных пород обычны также трубообразные и неправильные метасоматические тела;

отчетливо выраженной стадийностью минералообразования в результате поступления фракционированных порций рудоносных растворов на фоне последовательного подновления и развития рудовмещающих трещинных структур в процессе длительного гипогенного рудообразования. Основной продуктивной стадией является наиболее ранняя кремний-бор(фтор)-сернистая с касситерит-кварц-турмалиновым, касситерит-норденшельдин-флюорит-боросиликатным и касситерит-станным-колчеданным парагенезисами. Затем следуют кремний-сернистая и кремний-углекислая с соответствующими сульфидно-сульфосольным и кварц-флюорит-карбонатным парагенезисами;

сравнительно ограниченным набором предрудных и околорудных изменений вмещающих пород, представленных в основном серицитизацией, окварцеванием, турмалинизацией, хлоритизацией, пропилитизацией и карбонатизацией;

значительным разнообразием минерального состава, обусловившим проявление целой гаммы минеральных типов оруденения.

Оруденение полиметалльно-оловянной формации представляют следующие минеральные типы (см. табл. 1): турмалиновый и хлоритовый с преобладанием касситерита над другими минералами олова; флюорит-боросиликатный с норденшельдином, нередко преобладающим над касситеритом; колчеданно-сульфидный с касситеритом и станным в равных соотношениях или преобладанием одного из них; сульфосольно-сульфидный с реликтовыми касситеритом и

станнином, новообразованными тиллитом, франкеитом, канфильдитом, окартитом, а также сульфидами и сульфосолями полиметаллов, сурьмы и серебра.

Следует, однако, отметить, что в рамках рассматриваемых формаций выделяемые минеральные типы нередко встречаются совместно и могут образовывать различные комбинации в пределах одного рудного поля и даже месторождения, представляя фациальные разновидности оруденения в разных средах или отражая особенности его проявления в определенных этапах послемагматического процесса и колонках гипогенной рудной и минеральной зональности. В последовательной смене минеральных ассоциаций обычно устанавливаются некоторое перекрытие зон их распространения и совпадение нескольких из них. Однако на месторождениях, как правило, преобладает одна ассоциация, определяющая геолого-промышленный тип редкометалльно-оловянного оруденения.

Полиформационные месторождения обладают основными минерально-геохимическими и структурно-морфологическими чертами и признаками оруденения как редкометалльно-оловянной, так и полиметалльно-оловянной формаций и возникали в специфической тектоно-магматической обстановке, которая характеризовалась нахождением оруденения в пограничных областях разнотипных, разнознаковых (поднятия — прогибы) тектонических структур с различными глубинным строением, особенностями развития и типом земной коры; наличием двух формировавшихся на разном субстрате, различных по составу и металло-геохимической специализации, но близких по времени образования магматических источников рудоносных растворов; приуроченностью оруденения к участкам пересечения пограничных и межформационных продольных глубинных разломов трансформными поперечными магмо- и рудоконтролирующими структурами. Именно к этим участкам сопряжения различных тектонических структур, максимального тектонического напряжения и интенсивного проявления рудоносного магматизма приурочены наиболее крупные полиформационные месторождения.

На месторождениях достаточно полно проявлены как топаз-слюдисто-кварцевый или слюдисто-флюоритовый грейзеновый и кварцево-жильный минеральные типы оруденения с касситеритом, вольфрамитом, шелитом и минералами редких металлов, так и касситерит-турмалиновый (хлоритовый) или флюорит-боросиликатный и колчеданно-сульфидный или сульфостаннат-сульфидный. Эти рудные образования разделе-

ны периодами интенсивного межрудного брекчирования и дробления, иногда сопровождающимися внедрением кислых магматических пород жильной серии (дайки ультракалевых фельзитов и фельзит-порфиров). В местах пространственного и структурного совмещения оруденения двух формаций обычно образуются рудные тела сложного строения, в которых обломки грейзенов, тектонические линзы и блоки кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом заключены в кварц-турмалиновую или колчеданно-сульфидную оловорудную массу (месторождение Трудовое в Кыргызстане).

В зависимости от преобладания оруденения той или иной формационной принадлежности облик полиформационного месторождения может существенно меняться, геолого-промышленный тип будет отвечать какому-либо из охарактеризованных или их сочетанию в рамках выделенных оловорудных формаций. Попытки классифицировать полиформационные месторождения на минеральной основе приводят к выделению новых формационных типов, в то время как геолого-геохимический принцип позволяет различать здесь сочетание оруденения уже известных оловорудных формаций.

Геолого-промышленные типы оловорудных месторождений. Промышленная оценка, хотя и с разной степенью достоверности, требуется на всех стадиях ведения геолого-разведочных работ, начиная с общих поисков и кончая детальной разведкой месторождений. Поэтому промышленная систематика месторождений должна с наибольшей полнотой охватывать совокупность признаков как геолого-генетического, так и геолого-экономического характера, отражать главные особенности строения месторождений. Начиная с поисковой стадии, наряду с учетом представлений о формационном и минеральном типах, геологических условиях образования и локализации оловянного оруденения, для эффективного ведения поисков и обоснованной оценки выявляемых объектов необходимо знание формы и размеров рудных тел, минерального и вещественного состава руд, содержаний основных и попутных компонентов, возможной глубины распространения оруденения и ряда других параметров и признаков промышленных месторождений, главные из которых должны быть положены в основу их систематики.

С учетом сказанного и в соответствии с выработанными принципами выделяются пять основных геолого-промышленных типов оловорудных месторождений: апоскарновый штокверково-залежный, грейзеновый жильно-штокверковый, кварцевый штокверково-

2. Геолого-промышленные типы оловорудных месторождений

Типы месторождений (эталонные объекты)	Оловорудные формации	Рудомещающие породы	Типы руд, их качество и основные технологические особенности	Главные и сопутствующие компоненты	Главные рудные минералы	Морфологические типы и размеры рудных тел	Глубина промышленного оруднения; способ отработки
Апоскарновский (Кителы, Титовское, Хеммердлин)	Редкометаллоносная оловянная	Скарны	Оловоносные пироксен-гранатовый и боратовый, малайитовый, пайтеитовый; 0,3—0,7 % олова; переработка комбинированная с извлечением олова 80—95 %	Олово, редкие металлы, вольфрам	Оловоносные, гранат, пироксен, людовит, гулсит, пайтеит, малайит, касситерит, вольфрамит, шеелит, минералы редких элементов	Пласто- и линзообразный залежный; тела протяженностью до 300 м при вариациях мощности (первые десятки метров), непрочные, сложенные из нескольких десятков до десятков сотен метров; подземный, возможно, открытый	Определяется положением рудоносных образований, колеблется от нескольких десятков до десятков сотен метров; подземный, возможно, открытый
Грейзеновый (Правосудинское, Одинокое)		Гранитоиды, терригенные, вулканогенные и карбонатные, скарны	Берилл-вольфрамит-касситеритовый, тельвин-шеелит-касситеритовый; 0,3—0,4 и 0,6 % олова; гравитационное и флототравитационное обогащение; извлечение 75—80 %	Олово, бериллий, литий, тантал, ниобий, молибден	Касситерит, стоксит, касситерит, вольфрамит, минералы редких элементов	Гнездовые и прикроватные пластообразные тела прожилковатые, размеры тел ограничены; размеры тел ограничены, протяженные линейные штоковые в экзоконтактовых зонах	В материнских гранитах обычно не превышает 150—200 м, в надвигательных зонах 600 м и более; открытый и подземный
Кварцевый (Иультин, Пыркай, Полярное)		Терригенные, реже карбонатные, гранитоиды	Вольфрамит-касситеритовый, вольфрамит-станный-касситеритовый; 0,2—0,4 % олова (штоковые); 0,5—10 % (жилы); содержание триоксида вольфрама равно или в 1,5 раза выше олова; гравитационное обогащение, извлечение 85—95 %	Вольфрам, бериллий, висмут, молибден, тантал, ниобий	Касситерит, станный, вольфрамит, молибденит, берилл, висмутит, арсенопирит, пирит	Жилы, жилные зоны протяженностью до нескольких сотен метров при мощности от долей до первых метров, штоковые площадью тысячи квадратных метров, комбинированные рудные тела	До 100 м в материнских гранитоидах, 700 м в надвигательных зонах; подземный и открытый
Силкатный (Валькумей, Хрустальное, Дубровское, Фестивальное)	Полиметаллоносная оловянная	Терригенные, интрузивные, карбонатные, гранитоиды	Касситеритовый, касситерит-станный, касситерит-ниобий, касситерит-ниобий-слюда; от 0,5—0,6 до 3 % олова и более; флототравитационное обогащение, извлечение 60—70 %	Медь, висмут	Касситерит, станный, халькопирит, висмутит, арсенопирит, пирит, пирротин	Жилы, минерализованные зоны протяженностью от десятков метров до 1 км и более при мощности до нескольких метров, штоковые средние, возможно, крупные	От первых сотен до 800 м и более; подземный, частично открытый
Сульфидный (Дальнегорское, Зимнее, Черемуховое)		Терригенно-вулканогенно-карбонатные	Касситерит-станный-сульфостанновитовый, гидростаннат-варламовитовый (окисные руды); 0,5—1,5 % олова, первые проценты свинца, цинка, высокие содержания серебра; гравитационно-флотационное обогащение и извлечение олова 45—70 %, при металлургическом переделе — 85—90 %	Свинец, сурьма, медь, цинк, кадмий, кобальт, никель, скарны	Станный, касситерит, тиллит, франкеит, канфиллит, натанит, висмитовит, мушкетерит, варламовит, галенит, сфалерит, халькопирит, селенит и сульфиды	Минерализованные зоны, сложенные из прожилковатых тел, варламовитовые, трубовидные, чаще от мелких до крупных	500 м и более; преобладает подземный

жильный, силикатный штокверково-жильный, сульфидный прожилково-жильный (табл.2). Первые три типа относятся к редкометалльно-оловянной, два последних — полиметалльно-оловянной формации оловорудных месторождений. В самостоятельный геолого-промышленный тип при этом не выделяются оловоносные редкометалльные пегматиты, из которых олово, образованное в процессе их автометасоматической грейзенизации, добывается только как попутный компонент.

Месторождения апоскарнового штокверково-залежного типа представляют собой проявления борато-гранат-пироксенового оловянного оруденения редкометалльно-оловянной формации, наложенные на скарны и вследствие этого обладающие рядом особенностей морфогенетического и минералогического характера при тех же структурной позиции, отношении к магматизму и рудно-геохимической специализации, которые присущи данному формационному типу.

Для апоскарновых оловорудных месторождений, кроме образований штокверкового типа, характерны весьма сложные неправильные метасоматические рудные тела, трубо-, гнездо-, линзо- и столбообразные залежи, широко варьирующие по размерам — от мелких гнезд и труб малого сечения до крупных залежей. Протяженность рудных тел изменяется на коротких интервалах от первых метров до нескольких сотен метров при мощности от долей до десятков метров. Масштабы месторождений самые различные; среди массы мелких (Северное Приладожье) встречаются крупные и весьма крупные промышленные месторождения (Рудные горы, Якутия).

Крайне разнообразны апоскарновые месторождения и по минеральному составу руд, в которых наряду с касситеритом, причем иногда в преобладающих количествах, присутствуют такие минералы олова, как малайит, пайгеит, гулсит и др. В рудах, образованных по известковым скарнам, существенную роль играют оловоносные гранат, пироксен, по магнезиальным — оловоносные людвигит, вонсенит и др. Значительным разнообразием минеральных форм характеризуются также сопутствующие олову элементы. Так, вольфрам в рудах обычно представлен шеелитом и вольфрамитом, фтор — хондродитом, флюоритом, флюоборитом, селлаитом, подчиненным топазом, бор — людвигитом, данбуритом, аксинитом, датолитом, реже турмалином.

По содержанию олова руды рассматриваемого типа сильно варьируют. Преобладают бедные и рядовые руды с концентрацией олова 0,3—0,5 %, но известны месторожде-

ния, в рудах которых средние содержания достигают 1 %.

Месторождения грейзенового жильно-штокверкового типа включают классические кварц-мусковитовые грейзены, различные их минеральные разности с широкими количественными вариациями топаза, флюорита, турмалина, циннвальдита и лепидолита в алюмосиликатных породах и флюорит-слюдистые грейзеновые образования в карбонатных породах и скарнах. Из рудных минералов для грейзенового типа наиболее характерны касситерит, менее кестерит или высокотемпературный станнин, вольфрамит, шеелит, берилл, гельвин или даналит, нередко встречается молибденит, обычны сульфиды — пирит, арсенопирит, леллингит, висмутин, халькопирит, сфалерит, в меньшей степени галенит. Грейзеновые образования размещаются как в рудоносных гранитах, тяготея к апикальным частям массивов, особенно пологим участкам куполовидных выступов или их апофизам (Циновец в Рудных горах, Таризель, Экуг на Чукотке), так и во вмещающих более древних гранитоидах или осадочных породах кровли (Альтенберг в Рудных горах, Правурмийское в Хабаровском крае, Тигриное в Приморском и Сырымбет в Казахстане). Промышленные рудные тела с нечеткими, устанавливаемыми опробованием контурами образуют жильно-прожилковые минерализованные зоны, штокверки, часто сложной, неправильной формы.

Грейзены в скарнах и карбонатных породах, залегающие на контакте с гранитами внутри пласта карбонатных пород среди алюмосиликатных, отличаются более сложной пласто- и линзообразной формой рудных тел. Неправильные круто- и пологопадающие метасоматические образования прожилково-вкрапленных руд нередко повторяют складки вмещающих пород или формы контактов интрузии.

Глубина распространения оруденения в материнских гранитах обычно небольшая (месторождения Одинокое, Таризель), в купольных частях и на пологих контактах колеблется от первых десятков до 200 м, в дайках и минерализованных зонах иногда достигает 300 м. В случаях, когда оруденение развивается в надынтрузивной зоне, вертикальный размах даже без интрузивной зоны 600 м и более (Правурмийской, Сырымбет).

Месторождения грейзенового типа обычно пространственно тесно ассоциируют с оруденением кварцевого типа, имея подчиненное значение. Однако встречаются и самостоятельные проявления в надынтрузивных зонах, масштабы которых чаще средние, иногда крупные до весьма крупных и даже

уникальных. Средние содержания олова в рудах обычно невысокие (0,2—0,3 %) при весьма резкой их дисперсии. Отдельные участки месторождений нередко характеризуются рудами с содержаниями олова от единиц до нескольких процентов.

Месторождения кварцевого штокверково-жильного типа широко развиты на площадях проявлений оруденения редкометалльно-оловянной формации, где они преобладают над другими типами, и, помимо тесной пространственной ассоциации с грейзеновым типом, часто образуют самостоятельные промышленные объекты от мелких до весьма крупных и даже уникальных (Иультин и Пыркакай на Чукотке, Трезубец на Памире, Лиму в Китае, Маучи в Бирме и др.). Положительным фактором является их компактное размещение в пределах рудных полей: на ограниченной площади, измеряемой первыми десятками квадратных километров, располагаются от 5 до 15 месторождений (Пыркакайское, Элисейское рудные поля).

Структурные условия локализации месторождений кварцевого типа определяются в основном наличием системы разрывных нарушений во вмещающих породах зоны ближайшего экзоконтакта нескрытых куполов рудоносных гранитных интрузий. В надкупольных частях скрытых гранитных массивов вертикальный интервал оруденения кварцевого типа может достигать 700 м. Оруденение размещается также в эндоконтактных частях рудоносных гранитных массивов, где оно обычно присутствует совместно с оловоносными грейзенами, но глубина распространения оруденения обычно не превышает здесь 100 м.

Рудные тела выполняют трещинные системы скола или отрыва, образуя жильные зоны значительной протяженности. Длина отдельных рудных жил в таких зонах большей частью составляет десятки и первые сотни метров, иногда 600—800 м и более по простиранию (Иультин, Маучи). Жилы характеризуются резкими раздувами, переживаниями, а на выклинивании нередко разветвления. В случае близкого расположения маломощных жил и прожилков, выполняющих разноориентированные системы трещин, возникают минерализованные зоны и штокверки.

Отличительная особенность минерального состава руд рассматриваемого типа — резкое преобладание в жильной массе кварца. Из других нерудных минералов встречаются мусковит, часто образующий оторочки жил, калиевый полевой шпат, топаз, флюорит. Турмалин в жилах редок, но в полях месторождений нередко ореолы турмалинитов. Среди рудных минералов, кроме веду-

щих вольфрамита и касситерита, отмечают ся арсенопирит (иногда в значительных количествах), берилл, пирит, молибденит, халькопирит, сфалерит, редко галенит. Основная масса сульфидов приурочена к жилам, наиболее удаленным от рудопроизводящих интрузий. Станнин обычно локализован на флангах и в верхних частях жил. Касситерит и в особенности вольфрамит нередко присутствуют в виде крупных кристаллов и агрегатных скоплений, порой достигающих первых десятков сантиметров. В ряде месторождений в нижних частях жил наблюдается тенденция увеличения количества вольфрамита при одновременном сохранении или уменьшении содержания касситерита.

Распределение полезных компонентов в жильных рудных телах крайне неравномерное, гнездовое, иногда столбовое в участках пересечения разноориентированных рудовмещающих трещин, их искривлений и ответвлений оперяющих трещин. Суммарное содержание олова и триоксида вольфрама может достигать 1,5 % и более при нередко преобладании вольфрама. Количество олова колеблется в пределах 0,4—1 %, в штокверковых телах оно существенно ниже — 0,1—0,3 %, но последние в ряде случаев характеризуются значительно более крупными масштабами. Касситерит и вольфрамит в рудах месторождений кварцевого типа концентрируют примеси тантала и ниобия, содержания которых в минералах 0,05—1 %, в рудах 0,04—0,1 %. Кроме того, в рудах нередко присутствуют висмут и золото.

Месторождения силикатного штокверково-жильного типа включают оруденения турмалинового (Депутатское в республике Саха, Валькумей на Чукотке, Фестивальное в Хабаровском крае), хлоритового (Дубровское, Хрустальное в Приморском крае) и флюорит-боросиликатного (Учкошкон в Кыргызстане) минеральных типов, причем первые два нередко встречаются совместно, будучи членами единого ряда зональности оруденения, третий же является аналогом турмалинового типа в карбонатных породах и скарнах.

Месторождения силикатного типа относятся к числу наиболее распространенных, перспективных и крупномасштабных и составляют основу сырьевой базы по добыче олова из коренных руд в России, Великобритании, Австралии, Боливии и других странах. Они локализируются в эндоконтактных зонах массивов гранитоидов, над скрытыми интрузивными массивами слабо эродированных рудных полей, а также на значительном удалении от интрузивов. Морфологически преобладает жильный тип рудных тел. Обычно это протяженные (иногда сотни

метров и более), выдержанные по простиранию и на глубину жилы, выполняющие крупные, хорошо проработанные обособленные трещинные структуры сколового характера, или несколько менее протяженные жильные зоны, выполняющие серии сближенных трещин и образующие свиты жил. Встречаются также рудные тела комбинированного типа, в которых жильные рудные тела сменяются минерализованными зонами типа линейных штоков. Обычно это наблюдается при переходе рудных тел из осадочных пород в дайки гранитоидов или в экструзивные тела. Вблизи крутопадающих жил при пересечении ими карбонатных толщ или скарновых залежей формируются пласто- и линзообразные рудные тела, размеры которых обычно невелики (первые десятки, реже сотни метров) и зависят от интенсивности и степени распространения рудоподводящих структур.

В составе жильной массы преобладают кварц, турмалин, хлорит, образующие зоны соответствующих метасоматитов, по которым затем развивались жилы и прожилки кварца с касситеритом, арсенопиритом, халькопиритом, иногда пиритом и пирротинном, ранним сфалеритом. Поздние сульфиды свинца, цинка и другие проявлены слабо. При переходе оруденения в карбонатные породы и скарны в составе руд появляются также боросиликаты (данбурит, аксинит, датолит), флюорит и борат олова — норденшелдин.

Руды месторождений силикатного типа характеризуются содержанием олова от высоких десятых долей до первых процентов при несколько более равномерном его распределении в хлоритовом подтипе. Наиболее частые попутные компоненты — медь, иногда висмут.

Месторождения сульфидного прожилково-жильного типа включают колчеданно-сульфидный (Дальнетаежное, Дальнее Приморского края, Мушистон в Таджикистане) и сульфосольно-сульфидный (Зимнее, Черемуховое в Приморском крае, Сарыбулак в Кыргызстане) минеральные типы полиметалльно-оловянной формации, которые нередко встречаются совместно или слагают верхние и фланговые части слабо эродированных месторождений силикатного типа и представляют рудные проявления, наиболее удаленные от интрузивных образований. Оруденение обычно локализуется в трещинах скола и отрыва, оперяющих крупные региональные тектонические нарушения.

Примечательная особенность месторождений рассматриваемого типа — преимущественная приуроченность многих из них, особенно сульфосольно-сульфидных и колчеданно-сульфидных со станныновыми ру-

дами, к областям широкого развития карбонатных и различного рода вулканогенных пород, возможно, являющихся наиболее благоприятной средой для такого рода рудотложения (республики Средней Азии, Приморье и Северо-Восток России, Боливия, Китай).

Рудные тела на месторождениях отличаются большим разнообразием морфологических типов, среди которых отмечаются сложные многостадийные жилы, минерализованные зоны прожилкования невыдержанной мощности с пережимами и раздувами, метасоматические столбово- и трубообразные залежи с рудами брекчиевой текстуры. Параметры рудных тел варьируют от первых десятков до нескольких сотен метров по простиранию и падению.

Наиболее существенные отличия минерального состава руд от охарактеризованных выше типов заключаются в появлении разнообразных переотложенных за счет растворения ранних касситерита и станнына сульфидов олова и сульфостаннатов (станнын второй генерации, тиллит, канфильдит, франкеит, окартит и др.), которые в ряде случаев присутствуют в значительных количествах, а иногда преобладают над касситеритом (Хета, Мушистон, Черемуховое и др.). Не менее разнообразны также сульфидные и сульфосольные формы свинца, меди, цинка, сурьмы и серебра, формирующие месторождения комплексных олово-серебро-полиметаллических руд. В зоне окисления, особенно хорошо развитой среди карбонатных пород и порой достигающей глубины 400—600 м (Таджикистан, Кыргызстан, Китай), наблюдаются вторичные минералы олова, такие как висмирновит, натанит, мушистонит, варламовит и др. [2]. Содержание олова в сульфидных рудах обычно 0,4—0,6 %, в сульфосольно-сульфидных нередко превышает 1 %. Соотношения оксидного и сульфидного олова от 1:3 до 1:5 и могут быть обратными.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Выделенные по геолого-геохимическому принципу редкометалльно-оловянная и полиметалльно-оловянная формации в наиболее полном объеме характеризуют оловорудные месторождения определенных групп, различающихся геотектонической позицией, характером и формами связи с рудоносным магматизмом, родственными олову геохимическими ассоциациями ведущих и сопутствующих элементов. Это исключает подмену формаций классификационными таксонами более высокого ранга — минеральными типами месторождений.

2. Выделение месторождений полиформационного типа и установление областей воз-

многого их развития расширяет перспективы обнаружения наиболее крупных концентратов комплексных вольфрам-оловянных и серебро-полиметаллически-оловянных руд.

3. Группировка оловорудных месторождений по геолого-промышленным типам с выделением апоскарнового, грейзенового и кварцевого в объеме редкометалльно-оловянной формации, силикатного и сульфидного в рамках полиметалльно-оловянной формации дает четкие параметрические представления о каждом типе, позволяет ранжировать их по значимости и ориентировать поиски на наиболее перспективные.

4. Учет характерных особенностей выделенных оловорудных формаций, минеральных и геолого-промышленных типов оруденения способствует повышению эффективности прогнозно-поисковых и оценочных работ, позволяет на ранних стадиях их проведения правильно и с наименьшими затратами определять промышленный потенциал выявляемых объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология оловорудных месторождений СССР / Под ред. С.Ф. Лугова. — М.: Недра, 1986.
2. Иванов О.П., Кушпаренко Ю.С., Маршукова Н.К. Технологическая минералогия оловянных руд. — Л.: Наука, 1989.
3. Лугов С.Ф., Макеев Б.В. Генетическая и промышленная классификация оловорудных месторождений // Сов. геология. 1972. № 5. С. 49—60.
4. Макеев Б.В. Оловорудный район как металлогеническая категория и объект прогнозных исследований // Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР. М., 1984. С. 7—22.
5. Материкиев М.П. Генетические группы и формации оловорудных месторождений // Сов. геология. 1964. № 11. С. 36—47.
6. Павловский А.Б. Формации и минеральные типы оловорудных месторождений // Принципы рудно-формационного анализа и классификаций месторождений цветных, редких и благородных металлов. М., 1987. С. 31—43 (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 220).
7. Радкевич Е.А. Оловорудные формации и их практическое значение // Сов. геология. 1968. № 1. С. 14—24.
8. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. — М.: Недра, 1971.
9. Смирнов С.С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях // Избр. тр. АН СССР. М., 1955. С. 129—133.

УДК 553.41 (571.56)

© А. Я. Кочетков, 1993

Молибден-медно-золото-порфировое месторождение Рябиновое

А. Я. КОЧЕТКОВ (ВНИИЗарубежгеология)

В течение 70 лет добычи золота в Центральном Алдане здесь разрабатывались месторождения Лебединого (с 30-х годов) и Куранахского (с 50-х годов) рудных полей и многочисленные россыпи. С конца 70-х годов изучаются и разведуются золотоносные зоны и рудные тела в калиевых метасоматитах щелочных вулканоплутонических комплексов [3, 9, 12, 14—16, 17, 23]. В 80-е годы в этих массивах велись поисковые и разведочные работы Тимптоно-Учурской ГРЭ Якутского ПГО и тематические исследования рядом научных организаций (А. Г. Астафьев, В. А. Абрамов, Г. М. Белёв, В. В. Зайцев, Г. П. Дворник, Н. С. Игумнова, А. А. Ким, И. Н. Крицук, А. Я. Кочетков, А. В. Лупарев, М. М. Омельченко, В. Н. Пахомов, А. Б. Попов, А. Н. Соломин, Ал. Н. Угрюмов, В. И. Уютов и др.). В результате получены новые данные по рудоносности Рябинового, Ылыммахского и Якокутского массивов. В пределах Рябинового массива установлено несколько рудных участков, что позволяет рассматривать его как рудное поле общей площадью около 50 км². В 1985 г. автором в восточной части Рябинового массива выявлена золотоносная зона

лимонитизированных мусковитизированных эпидейцитовых сиенит-порфиров (участок Новый), которая разведывается в настоящее время горными и буровыми работами.

Один из наиболее обширных в пределах Алданского щита Центральноалданский ареал мезозойских магматических пород представляет собой ярко выраженную региональную рудно-магматическую систему, характеризующуюся длительной историей развития (более 100 лет), значительным разнообразием магматических, метасоматических и рудных проявлений и существенной ролью щелочного магматизма и метасоматоза при их формировании [1, 2, 5, 18]. Алданский магматический комплекс — гетерогенная, полиформационная и полихронная, вулканоплутоническая ассоциация магматических формаций, включающая щелочные, субщелочные и в меньшей степени щелочноземельные вулканические и гипабиссальные породы. Этими различными породами сложены полиформационные и полифациальные комплексы, к которым относится и Рябиновый массив (рис. 1). Вместе с контактово-метасоматическими, аутометасоматическими и гидротермальными об-

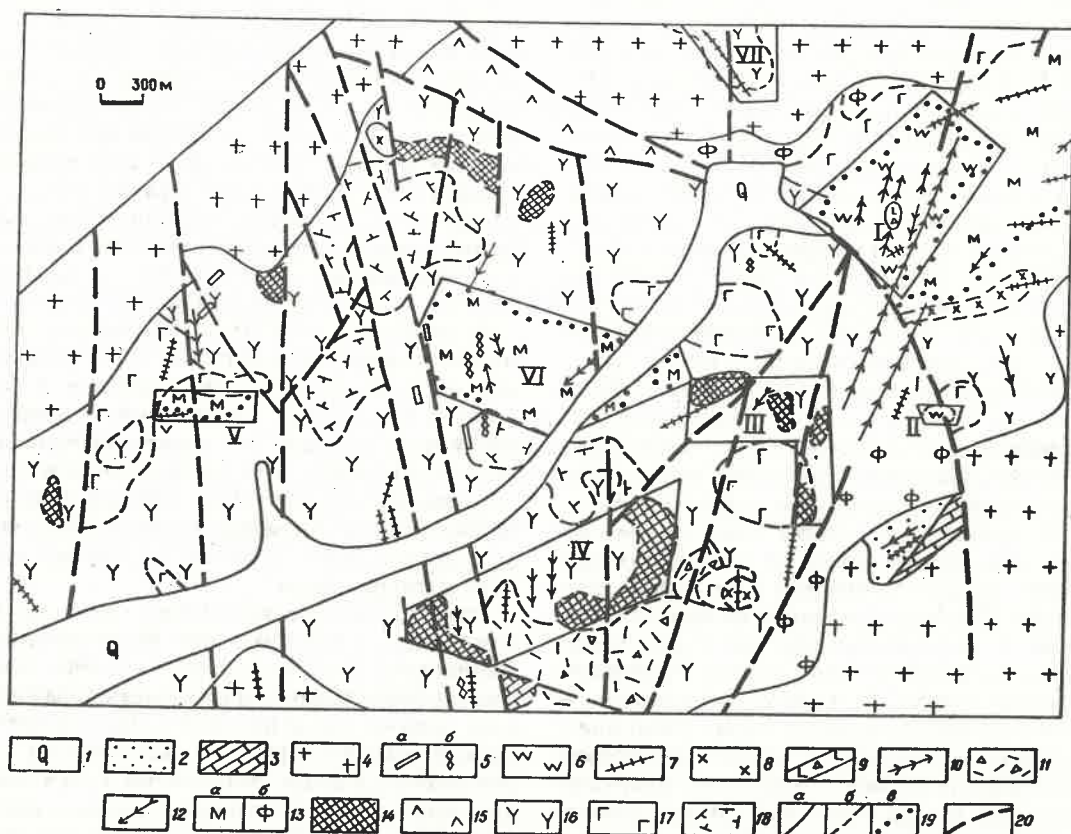


Рис. 1. Геологическое строение Рябинового щелочного массива (рудного поля):

1 — аллювий руч. Рябиновый; 2 — юрские песчаники и конгломераты; 3 — венд-кембрийские доломиты; 4 — архейские граниты и гранитоиды; 5 — жилы (а — карбонат-кварц-эгириновые, кварцевые, эгириновые, б — микроклин-эгириновые, эгирин-микроклиновые); 6 — микроклин-серicitовые метасоматиты с сульфидной минерализацией и золотом (включают тела ортоклазовых пегматитов или эпидейцитовых сиенит-порфиров); 7 — селсбергиты, прорудиты, тингуаиты; 8 — щелочные граниты; 9 — калиевые пикритоиды (основные лампроиты); 10 — шонкинит-пикриты, минетты; 11 — селсбергитовые лавобрекчии; 12 — субщелочные сиенит-порфиры; 13 — метасоматически измененные сиениты (а — мусковитизированные нефелиновые и кальситовые, б — фениты, фенитизированные щелочные); 14 — скарны и скарноиды; 15 — нордмаркиты; 16 — эгириновые сиениты, эгиринизированные пуласкиты; 17 — малиниты, шонкиниты, меланократовые щелочные сиениты; 18 — щелочные трахиты, фонолиты; 19 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые, в — метасоматические); 20 — разрывные нарушения; рудные участки (месторождения и рудопроявления): I — Мусковитовый, II — Новый, III — Развальный, IV — Лагерный, V — Желанный, VI — Рябич, VII — Лыжный

разованиями Рябиновый массив выделяется в районе по вещественным и морфоструктурным признакам как локальная рудно-магматическая система [19].

Рябиновый массив размещается в западном борту Эльконского горста на пересечении Якокутского меридионального, Томотского северо-восточного и Юхутинского северо-западного разломов. Разрывы более высокого порядка, пересекающие массив, в основном соответствуют этим направлениям. Массив прорывает гнейсы федоровской свиты и гранитоиды архея, фенитизированные в контактовой зоне, реже встречаются скарнированные и мраморизованные венд-нижнекембрийские известняки кровли, в единичных случаях в контакте массива

отмечены ороговикованные юрские песчаники. Внутренние зоны массива эродированы глубже, чем краевые части, что придает ему в рельефе кальдерообразную форму и выражается в физических полях пониженными значениями плотности и намагниченности пород внутренних зон [4].

Весь спектр щелочных и субщелочных пород массива формировался от ранней юры до позднего мела в несколько этапов (фаз) магматизма [19]. Существенно преобладают породы вулканоплутонической, щелочно-базальтоидной, натрий-калиевой, фонолит-щелочносиенитовой формации. Фонолиты, щелочные трахиты, их туфолавы, лавобрекчии и агломератовые брекчии представлены в вулканических и субвулканиче-

ских фациях, интрузивные тела сложены малинитами, шонкинитами, нефелиновыми и эгириновыми сиенитами и пуласкитами, в дайках установлены тингуаиты, щелочные сиенит-порфиры, бостониты, сельсбергиты, грорудиты. Калиевые и ультракалиевые породы развиты ограниченно, исключительно в дайках и штоках (кальситовые сиениты, ортоклазовые пегматиты, щелочные аплиты и эпидейцитовые сиенит-порфиры). Эти породы предположительно относятся к дифференциатам мантийной щелочнопикритоидной (лампроитовой) магмы [21], более примитивные продукты которой представлены калиевыми пикритами, шонкинит-пикритами, микрошонкинитами, калиевыми минеттами и лимбургитами. Дайки и некки последних пересекают околорудные серицитовые метасоматиты и рудные тела.

Незначительно распространены дайки ортофиров, сиенит-порфиров и монзонит-порфиров трахит-сиенитовой (латитовой) формации. Щелочноземельные фельзиты встречаются только в ксенолитах щелочных пород.

Итак, магматические породы Рябинового массива относятся к трем формациям — фонолит-щелочносиенитовой, шонкинит-щелочнопикритовой и трахит-сиенитовой, — образовавшимся в несколько интрузивных фаз и вулканических циклов (этапов магматизма).

Рябиновый массив по интенсивности проявления метасоматических процессов на современном эрозионном срезе выделяется среди других мезозойских массивов Центрального Алдана [19, 23]. При этом натриевый и калиевый метасоматоз на ранних постмагматических стадиях проявляется синхронно и нередко совмещен в пространстве, в одних и тех же зонах изменения пород. В более поздние стадии, включая гидротермальные, роль калиевых изменений существенно усиливается. На заключительных стадиях метасоматоза сильнее проявлены процессы кислотного выщелачивания. Метасоматические процессы сопровождают различные этапы магматизма [19]. Наиболее распространены продукты щелочного метасоматоза, связанные с формированием меловых интрузивов, — контактово-метасоматические (фениты, магнезиальные скарны) и автометасоматические (мусковитизированные кальситовые и нефелиновые сиениты).

Рудовмещающие микроклиныты и серицитолиты образовались позднее дайковых и субвулканических тел щелочных сиенит-порфиров и щелочных трахитов, но ранее калиевых пикритоидов и грорудитов. Эти метасоматиты служат однозначным прямым поисковым признаком золотосодержащего сульфидного оруденения в щелочных массивах. Они образуют сравнительно маломощ-

ные (первые метры) протяженные зоны интенсивного замещения более ранних магматических и метасоматических пород вплоть до формирования мономинеральных серицитолитов. С ними, а также с сопровождающими их или более поздними микроклиновыми и кварц-микроклиновыми жилами связана в основном золото-сульфидная минерализация. В процессе серицитизации заметно возрастала роль летучих компонентов с фиксацией их в канкрините, цеолитах, апатите, флюорите и сульфидах.

Размеры участков (тел) разновозрастных метасоматитов изменяются от незначительных «пятен» до крупных площадей в несколько квадратных километров. К наиболее крупному телу мусковитизированных сиенитов в северо-восточной части массива приурочены золоторудные залежи участка Мусковитовый. Калиевые метасоматиты часто соседствуют с дайками щелочных минетт и пикритоидов.

Разновозрастные магматические и метасоматические процессы при формировании Рябинового массива сопровождались возникновением различных жильных образований: автометасоматический и постмагматический калий-натриевый метасоматоз — эгириновых и кварц-эгириновых жил в апикальных и эндоконтактных участках; скарнирование — диопсид-тремолитовых и тремолитовых прожилков; ранний калиевый метасоматоз — эгириновых и альбит-эгириновых жил за счет выщелачивания натрия из измененных пород; поздний околорудный калиевый метасоматоз — микроклиновых и кварц-микроклиновых жил рудных участков; поздние гидротермальные процессы — кварцевых и кварц-карбонатных жил. Значительную мощность (до первых метров) и протяженность до сотен метров имеют только ранние кварц-эгириновые жилы.

В остальные стадии образовались маломощные жилы и прожилки часто в виде групп и свит жил, расположенные в зальбандах даек грорудитов и сельсбергитов или на их продолжении. Размещение жил в виде свит особенно характерно для рудных участков, где выявляются жильные зоны шириной 200—300 м. Площадные, локальные и жильные метасоматиты и гидротермалиты нередко сопровождаются сульфидной минерализацией. Более детально петрография и минералогия магматических и метасоматических пород Рябинового массива рассмотрены в работах [11, 19, 23].

Рябиновый массив насыщен проявлениями золоторудной и сульфидной минерализации с медью, молибденом, серебром, свинцом, цинком, висмутом и другими рудными элементами. Относительно более интенсивные проявления образуют несколько рудных

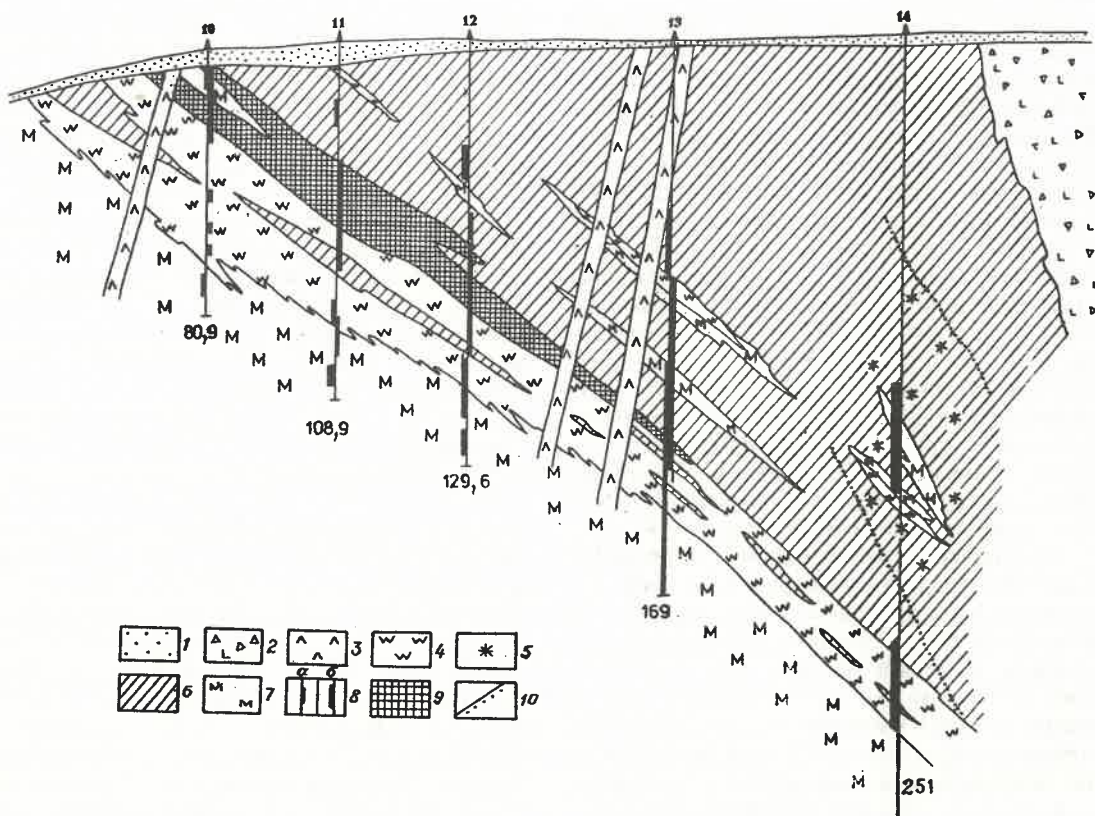


Рис. 2. Разрез по буровой линии 2 участка Мусковитовый (по данным А. Г. Астафьева, 1980):

1 — четвертичные отложения; 2 — калиевые пикритоиды (лампроиты); 3 — калиевые минетты; 4 — микроклин-серицитовые метасоматиты; 5 — эгиринизация ортоклазовых пегматитов; 6 — микроклинизированные ортоклазовые пегматиты; 7 — мусковитизированные нефелиновые сиениты; 8 — интервалы минерализации (а — золоторудной, б — меднорудной); 9 — промышленное рудное тело; 10 — контакты магматических и метасоматических пород

участков, минерализация которых относится к разным минеральным и структурно-морфологическим типам. Прожилково-вкрапленная золотосодержащая минерализация в калиевых метасоматитах включает практически интересные золоторудные тела (участки Мусковитовый и Новый) и мало изученные участки со слабой золотоносностью на поверхности (Желанный, Рябчик). Этот важнейший тип минерализации по положению в массиве, структурно-морфологическим и минералого-геохимическим особенностям рудных тел в существенной степени соответствует порфировому типу оруденения, хотя и необычному по щелочному составу материнского магматизма и вмещающих оруденение пород [12].

Участок Мусковитовый размещается в вишечем боку левостороннего сдвигового нарушения (разлом Лыжный). Золотоносные сульфидизированные метасоматиты постепенно сменяются безрудными их разностями и условно оконтуриваются по практически интересным содержаниям золота, обра-

зуя неправильной формы зону (штокверк) прожилково-вкрапленного оруденения, вытянутую параллельно системе северо-восточных дизъюнктивов и даек на 1400 м при ширине 500—600 м. Внутри зоны разведочными работами оконтурены более богатые промышленные золоторудные тела, прослеженные до глубины 200 м и более. При постоянной ассоциации золотой и медной минерализации наиболее богатые борнитовые медные руды вскрыты за пределами золоторудных тел, в эгириновых метасоматитах. На участке вскрыты многочисленные субпараллельные линзовидные и дайковые тела ортоклазовых пегматитов и аплитов протяженностью от первых до 200 м и мощностью от долей до 30 м. Простираение тел преимущественно северо-западное, т. е. поперек рудоконтролирующих структур, падение — северо-восточное. Обилие даек усилило анизотропность разреза этой части массива, что способствовало созданию благоприятной среды рудоотложения. Серицитизация, микроклинизация и сульфидная

минерализация развивались позднее пегматитов и аплитов.

Сульфидная минерализация наблюдается практически по всей вскрытой скважинами части массива (до 300 м и глубже), однако интенсивное ее развитие и появление сульфидно-микроклиновых и сульфидно-кварцевых прожилков чаще приурочены к пегматитовым телам или зонам интенсивной микроклинизации и серицитизации. Ортоклазовые пегматиты, микроклинизация и серицитизация указывают на близость золото-сульфидной минерализации. Повышенная пористость, трещиноватость, отдельность и брекчированность рудных тел существенно отличают их по физическим свойствам от вмещающих пород, что позволяет применить при поисках геофизические методы (гравиметрические, магнитометрические, электроразведочные и радиометрические в различных модификациях) [4, 22].

Детальные исследования руд участков Рябинового массива проведены А. А. Ким [9], которой в околорудных метасоматитах и рудах участка Мусковитовый выделены следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): аутометасоматическая кварц-гематит-мусковит-ортоклазовая, распространенная на значительных площадях по эгириновым и нефелиновым сиенитам; околорудная серицит-микроклиновая с адуляром, развитая локально в виде узких протяженных зон, наложенных на площадные калиевые метасоматиты; продуктивная золото-пирит-микроклиновая; продуктивная золото-полисульфидная с кварцем, кальцитом и гематитом; позднерудные — молибденит-кварцевая и галенит-кварцевая (предложенная схема дополнена и интерпретирована автором). Площадной аутометасоматоз проявился в образовании псевдоморфоз кварца, гематита, иногда с магнетитом и ильменитом, по эгирину, а мусковитовых и канкринит-мусковитовых агрегатов по нефелину. Околорудный серицит-микроклиновый метасоматоз установлен вдоль зон повышенной проницаемости в развитии тонкочешуйчатого серицита, появлении в раннем мусковите включений адуляра, а также в новообразовании микроклина и пирита. Золото-пирит-микроклиновая ассоциация иногда развита за пределами околорудных метасоматитов. Площадь ее распространения соответствует зоне бедного золотосодержащего сульфидного оруденения (не более первых процентов сульфидов). Основным концентратором золота здесь служит пирит, редкая вкрапленность которого приурочена к гематит-кварцевым, гематит-ильменит-кварцевым или мусковитовым псевдоморфозам по эгирину, сфену или фельдшпатоидам. В околорудных серицитолитах коли-

чество раннего пирита увеличивается до 5 %. Он образует здесь скопления и прожилки, нередко ассоциирует с поздним пиритом и другими сульфидами, общее содержание которых в обогащенных участках рудных зон достигает 10—20 %.

Золото-полисульфидная ассоциация размещается в пределах выделенных промышленных рудных тел и в околорудных зонах, в прожилках и вкрапленниках (рис. 2). В ней преобладают халькопирит и борнит, присутствуют поздний пирит, сфалерит, галенит, золото, кальцит, кварц, рутил. Очень характерна приуроченность сульфидов к элементу брекчированных метасоматитов, которыми нередко сложены рудные тела. Пириты обеих генераций содержат повышенные концентрации золота, меди, цинка, серебра, титана, кобальта и пониженные никеля при полном отсутствии мышьяка и сурьмы в отличие от золотоносных пиритов других месторождений Центрального Алдана. Количество халькопирита и борнита в рудных телах изменяется в значительных пределах — от редкой вкрапленности до сульфидных гнезд, жил и линз, причем максимальные скопления (рудные столбы) борнита приурочены к телам эгиринитов или их контактам с ортоклазовыми пегматитами. Состав халькопирита и борнита, по данным микроразондирования, отличается дефицитом серы. Во включениях в борните и халькопирите определены галенит, сфалерит, гематит, серицит, кварц, микроклин, а в борните также халькопирит, золото, серебро, в единичных случаях станнин (размер включений или каемок чужеродных минералов 0,01 мм и менее). Большим количеством минеральных включений объясняются повышенные содержания в монофракциях халькопирита и борнита бария, титана, свинца, цинка, олова, висмута, золота, кадмия. Содержания серебра положительно коррелируются с содержаниями свинца и золота, висмута и бария — со свинцом, кадмия — с цинком. Как и в пирите, в других сульфидах руд участка Мусковитовый отсутствуют мышьяк и сурьма.

Видимое золото установлено в позднем пирите, борните и лимонитовых псевдоморфозах по пириту, а также в жильных минералах. Размеры золотин колеблются от 0,01 до 1 мм при преобладающей фракции 0,25—0,5 мм, форма каплевидная, амёбовидная, комковатая и кристаллическая. Отдельные золотины характеризуются неоднородным строением, что выражается в пониженной пробности их периферийных зон. Золото, включенное в пирит и гипергенные псевдоморфозы по нему или образующее с ними сростки («пиритовое»), имеет пробность 910—935, в среднем 920 (определения А. А.

Ким на микроанализаторе УХА-50А). Содержание золота в монофракциях пирита преимущественно 10—30 г/т, в отдельных пробах до 80—150 г/т. Включения золотин в периферийных участках зерен борнита имеют состав электрума (Au 43, Ag 57 %) и тесно ассоциируют с мелкими включениями серебра. Концентрация золота в борните 80 г/т. Из главных по количеству сульфидов руд участка Мусковитовый наименьшей золотоносностью отличается халькопирит (не более 10 г/т). Свободное золото в рудах участка Мусковитовый представлено тремя разновидностями: темно-желтое пробностью 904—936 (средняя 922); более светлое пробностью 844—900 (средняя 833); серебристое пробностью 630—750 с существенной примесью ртути (10—26 %). Высокопробное золото в качестве примесей содержит медь, железо и свинец (сотые доли процента), низкопробное из близлежащей россыпи намного богаче примесями (медь, свинец, теллур, железо, марганец, олово, палладий), что обусловлено, в частности, минеральными включениями в золотилах.

Молибденит-кварцевая ассоциация распространена разобщена с золоторудными телами и зонами, развиваясь по северной периферии участка Мусковитовый, а также на 100 м глубже уровня промышленных руд золота. Молибденит-кварцевые прожилки и сопровождающий их тонкочешуйчатый вкрапленный молибденит отмечаются в основном в слабо сульфидизированных калиевых метасоматитах, причем вкрапленный молибденит чаще встречается в серицитолитах. Восточнее участка Мусковитовый автором наблюдались кварцевые жилы с молибденовыми охрами мощностью до нескольких десятков сантиметров, прорывающие слабо измененные пуласкиты. С заключительным этапом рудного процесса связаны галенит-кварцевые и кварцевые жилы и прожилки, в кварце которых установлены незначительные количества титана, хрома, меди, свинца, олова. В целом же в рудах участка Мусковитовый жильные минералы представлены микроклином, кварцем, эгирином, кальцитом. Они образовались в разные стадии метасоматоза и рудного процесса, поэтому более ранние из них несут следы перекристаллизации или переотложения в более поздние стадии эволюции всей рудно-магматической системы.

Температурные условия образования главных минералов порфирировых руд участка Мусковитовый определялись методом декрипитации (А. А. Ким, Д. А. Сосин) и характеризуются следующими значениями, °С: пирит 120—360 (пики декрипитации 150—160 и 300—330), золотосодержащий пирит 200—300 (пик 240—250), халькопи-

рит 120—340 (230—240), галенит 240—340 (310), борнит 200—340 (310), кварц 160—480 (320—340 и 240—280). Температура образования мусковита и серицита рудовмещающих метасоматитов соответственно 450—200 и 300—100 °С [23].

Геохимическая специфика руд обусловлена присутствием золота, серебра, молибдена, меди, цинка, никеля, кобальта, марганца, ванадия при положительной корреляции золота с цинком и молибденом, серебра со свинцом и медью, отрицательной — молибдена и меди. В отдельных штучных пробах отмечены примеси платины и палладия [13].

Зона окисления на участке прослеживается до глубины 20—30 м. Рудовмещающие породы на поверхности имеют яркую красно-бурую и коричневую, иногда черную окраску; в них изобилуют лимонитовые охры, натечные и псевдоморфные по сульфидам агрегаты гидроксидов железа. Вместе с тем, на поверхности внутри этих агрегатов часто сохраняются сульфиды, встречается видимое золото. Основные гипергенные минералы — гетит, гидрогетит, липидокрокит, ковеллин, реже халькозин, церуссит.

В непосредственной близости от участка Мусковитовый находится «головка» россыпи руч. Рябиновый, которая с перерывами прослеживается до нижнего течения ручья. Золотоносными являются и некоторые притоки ручья. Наиболее крупная из подпитывающих основную россыпь залежей отрабатана в среднем течении ручья, в правом его притоке (Рябчик). В россыпях преобладает мелкое золото (менее 0,5 мм) рудного облика, часто в сростках с гидроксидами железа. Золотины крупнее 0,5 мм преимущественно комковидные, реже таблитчатые, мельче 0,5 мм — капли амёбовидные, неправильной, реже кристаллической формы. Согласно А. А. Ким [8], такие формы золотин характерны для золото-сульфидных и золото-кварцевых ассоциаций. По пробности и геохимическим особенностям россыпное золото, подобно описанному выше рудному, подразделяется на две группы — высокой и средней проб. Многомерный факторный анализ содержаний элементов-примесей в золоте из россыпей основных рудно-россыпных узлов (полей) Центрального Алдана показал, что рябиновский тип оруденения существенно отличается по составу золота от других типов золоторудных месторождений и обладает определенной генетической и формационной самостоятельностью [10].

Аналогичные рудовмещающим породам участка Мусковитовый калиевые метасоматиты с сульфидной минерализацией выявлены на правом берегу руч. Рябиновый (участки Желанный и Рябчик), а также в верховьях руч. Сульфидный на участке Новый.

Но на последнем уже на поверхности содержания золота представляют практический интерес, а буровая разведка установила здесь промышленное оруденение. Участок Новый контролируется тем же разломом, что и Мусковитовый. Бурением здесь околнута золотоносный шток эпидейцитовых сиенит-порфиров близкой к изометричной формы, около 150 м в поперечнике. Эпидейцитовые сиенит-порфиры в разной степени серицитизированы и импрегнированы пиритом и другими сульфидами, нередко имеют текстуру эруптивных брекчий. Реже в них встречаются кварц-микроклин-сульфидные прожилки. Наличие порфирового тела и эруптивных брекчий свидетельствует о незначительном эрозионном срезе участка. Золотоносные порфиры на участке содержат 2—5 % окисленных сульфидов. Золото в них сопровождается серебром и молибденом, что фиксируется в геохимических аномалиях. Медь, свинец и цинк отмечены в пониженных относительно других рудоносных участков количествах. К участку Новый приурочена вершина («головка») контрастного потока рассеяния золота.

Другой тип рудной минерализации Рябинового массива — слабо золотоносное сульфидное, сульфидно-кварц-карбонатное и сульфидно-кварцевое оруденение в контактово-метасоматических породах — скарнах, скарноидах и скарнированных эгириновых сиенитах. Участки проявления этого типа оруденения размещаются в породах кровли и контактов массива или в его экзоконтактной зоне (Лагерный, Развалыный, Лыжный), гипсометрически выше участков золото-порфирового оруденения. Наиболее детально изучен участок Лагерный. Площадь проявления сульфидного оруденения неправильной формы, протяженностью 500 м при ширине 100—300 м. Участок имеет сложное строение, обусловленное наличием субвулканического тела щелочнотрахитовых брекчий, обилием сельсбергитовых и грорудитовых даек, микроклин-эгириновых, кварц-эгириновых, кварц-карбонатных и кварцевых жил, часто с сульфидной минерализацией. Дайки и жилы ориентированы преимущественно субмеридионально, соответственно направлению основных дизъюнктивов, пересекающих массив в пределах участка. Сульфидная минерализация распространена как в указанных жилах, так и в виде редкой вкрапленности во вмещающих их породах. К участку приурочены геохимические аномалии золота, меди, свинца и лития. Сульфидная минерализация в эндоскарнах и околоскарновых породах сопровождается значительными концентрациями флюорита, апатита, сфена, меланита, мусковитизацией и карбонатизацией.

В собственно рудной зоне А. А. Ким [9] установлено несколько минеральных ассоциаций, отвечающих этапам минералообразования: эгирин-авгит, щелочной амфибол, тремолит-асбест, альбит, кальцит, пирит, флюорит; полисульфидная — пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, кальцит; магнетит, гематит, галенит, кварц. Количество сульфидов в межжильном пространстве не превышает 5 %, в отдельных обогащенных участках жил увеличивается до 10—20 %. Среди них существенно преобладает пирит двух генераций. Содержание золота до 0,6 г/т отмечено только в рудах с существенным количеством позднего пирита. Ведущая роль в полисульфидной ассоциации принадлежит халькопириту и галениту. В одной из кварцевых жил с полностью окисленными сульфидами содержание золота достигает 10 г/т. В целом участок Лагерный характеризуется слабой золотоносностью руд.

Рассмотренные типы оруденения в Рябиновом массиве могут быть определены как молибден-медно-золото-порфировый и контактово-метасоматический (скарновый) полиметаллический. Ассоциация оруденения названных или близких им типов является типоморфной для многих порфировых рудно-магматических систем [20].

На конфигурации и локализации геохимических аномалий золота, серебра, меди и молибдена отразились размещение указанных типов оруденения и их минералого-геохимическая зональность. Последняя проявилась в совмещении первичных ореолов золота и серебра в центральных зонах участков золото-порфирового оруденения (Мусковитовый, Новый) и смещении ореолов меди и молибдена на их периферию. При этом геохимические аномалии золота объединяют оба участка в единое геохимическое поле. В то же время участок Новый отличается высоконтрастными аномалиями серебра. Оруденелые скарны сопровождаются аномалиями золота, серебра, меди, свинца, цинка. С аномалиями золота и серебра пространственно совпадают повышенные концентрации свинца (участок Новый), однако наиболее контрастные его ореолы установлены на участке Лагерный, ближе к контакту и кровле массива. Положение ореолов свинца фиксирует надрудный или верхнерудный уровень геохимической зональности оруденения в массиве (по данным А. Б. Попова, 1988 г.).

Итак, рябиновский тип оруденения при сравнении с известными в Центральном Алдане месторождениями Лебединого и Куранахского рудных полей по положению в щелочных массивах, форме рудных тел и минералого-геохимическим особенностям руды и слагающих ее минералов (сульфиды,

золото и др.) выделяется как самостоятельный формационный и геолого-промышленный тип месторождений золота.

О формационной самостоятельности оруденения рябиновского типа свидетельствуют, в частности, результаты изотопного анализа серы сульфидов и сравнения их с изотопным составом серы руд Лебединского и Куранахского рудных полей [6, 7]. Так, для сульфидов лебединских руд характерна сера метеоритного изотопного состава, обычная в колчеданных месторождениях, для куранахских — существенная роль седиментогенной составляющей. Сера же рябиновских руд выделяется дефицитом изотопа ^{34}S — $(-5,7 \pm 12,8 \text{ ‰})$, что типично для плутоногенных золоторудных месторождений [6].

Минеральный состав и геохимические особенности руд Рябиновского рудного поля, их структура и текстура, характер размещения рудных тел в щелочном массиве, их морфология и зональность оруденения, состав рудоносных метасоматических пород в значительной мере соответствуют порфировым рудно-магматическим системам [20]. Выявление рудоносного штока эпителицитовых сиенит-порфиров на участке Новый свидетельствует о порфировой природе рябиновского оруденения. Порфировые фации щелочных пород наблюдались нами также при документации керны разведочных скважин участка Мусковитовый. Молибден-медно-золото-порфировые месторождения продолжают известный ряд порфировых месторождений [20].

С учетом наблюдаемых в ряде массивов Центрального Алдана (Якокутский, Ыллымахский, Стрелка, Томматский и др.) и за его пределами (Дарьинский, Спокойнинский, Мурунский) прямых и косвенных признаков сульфидного оруденения, а также наличия россыпей золота в тесной связи с этими массивами многие из них представляются перспективными на обнаружение золотосодержащего оруденения рябиновского типа. Опыт изучения месторождений Рябиновского массива требует переоценки перспектив золотоносности ареалов щелочного магматизма (щелочнобазальтоидных формаций) многих областей тектоно-магматической активизации консолидированных структур земной коры (срединных массивов, щитов и краевых частей платформ) [17].

Выявление и изучение золото-порфирового оруденения в щелочных массивах Центрального Алдана существенно изменили представления о рудоносности щелочнобазальтоидных формаций и металлогении областей тектоно-магматической активизации (внутриплитного магматизма) со значительными проявлениями щелочного магматизма. До сих пор халькофильная и благород-

нометалльная минерализация в щелочных комплексах рассматривается как достаточно редкое явление (Маунтин-Пасс в Колорадо, Палабора в массиве Лулекоп, Южная Африка) или как имеющая лишь минералогическое значение. Однако в последние годы примеров месторождений золота, меди, молибдена, свинца и цинка в щелочных, в т. ч. карбонатитовых комплексах, становится все больше (Кирганик, Центральная Камчатка, Шинкуэн, Северо-Западный Вьетнам, Бейликахир, Турция) и, несомненно, число их будет увеличиваться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. — М. — Л.: АН СССР, 1941.
2. Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского плутона. — М. — Л.: Госгеолтехиздат, 1947.
3. Бортников И. С., Егин В. И., Силин И. И. Золоторудная минерализация в интрузивных массивах Центрального Алдана (Южная Якутия) // Геология месторождений золота Якутии. Якутск, 1979. С. 96—98.
4. Геофизические и геохимические признаки медно-порфирового оруденения Центрального Алдана / В. А. Абрамов, А. Я. Кочетков, А. В. Лупарев и др. // Полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1984. С. 3—5 (Бюл. НТИ ИГ ЯФ СО АН СССР).
5. Зверев В. Н. Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. — М. — Л.: Геологическое изд-во Главного геологоразведочного управления, 1931.
6. Изотопный состав серы сульфидов некоторых золоторудных районов месторождений зоны БАМ / И. А. Загрузина, М. Н. Голубчина, Е. П. Миронюк и др. // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1980. Вып. 3. С. 290—300.
7. Изотопный состав серы сульфидов в щелочном массиве Центрального Алдана / И. А. Загрузина, М. Н. Голубчина, А. Я. Кочетков и др. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 405—407.
8. Ким А. А. Анализ минералогических особенностей самородного золота в первичных и окисленных рудах месторождений Центрального Алдана // Древние коры выветривания Якутии. Якутск, 1975. С. 109—127.
9. Ким А. А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск, 1981. С. 93—108.
10. Ким А. А., Диман Е. Н. Многомерный статистический анализ содержаний элементов-примесей в золоте из месторождений Центрального Алдана // Статистические методы в геологии. Якутск, 1979 (Бюл. НТИ ИГ ЯФ СО АН СССР).
11. Кочетков А. Я. Особенности строения и состава рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 6. С. 696—700.
12. Кочетков А. Я. О новом типе медно-порфирового оруденения // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 430—432.
13. Кочетков А. Я. Платиноидная геохимическая специализация рудоносных щелочных массивов Центрального Алдана // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1983. С. 25—27 (Бюл. НТИ ИГ ЯФ СО АН СССР).
14. Кочетков А. Я. Медно-порфировое оруденение зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита // Тектоника Сибири. Новосибирск, 1985. Т. XII. С. 150—155.

15. Кочетков А. Я. К истории изучения рудоносности мезозойских щелочных массивов Алданского щита // Проблемы геологии, геофизики и полезных ископаемых Алданского геоблока. Якутск, 1991. С. 113—117.
16. Кочетков А. Я., Ким А. А., Пахомов В. Н. Строение, состав и золотоносность Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Геология месторождений золота Якутии. Якутск, 1979. С. 94—96.
17. Кочетков А. Я., Кравченко С. М., Лазебник К. А. Новые аспекты металлогении Алданского щита // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1988. Т. XV. С. 91—99.
18. Кочетков А. Я., Кравченко С. М., Лазебник К. А. Мезозойские магматические формации и серии Алданского щита // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм. М., 1989. С. 226—235.
19. Кочетков А. Я., Пахомов В. А., Попов А. Б. Магматизм и метасоматизм Рябиновского щелочно-го массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск, 1989. С. 79—110.
20. Кривцов А. И., Мизгачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения Мира. — М.: Недра, 1986.
21. Лампроиты / О. А. Богатиков, И. Д. Рябчиков, В. А. Кононова, И. Л. Махоткин и др. — М.: Наука, 1991.
22. Поисковые признаки медно-порфирового оруденения в щелочных массивах Алданского щита / А. Я. Кочетков, Н. С. Игумнова, В. Н. Пахомов и др. // Металлогения и прогноз полезных ископаемых. Чита, 1986. С. 118—120.
23. Угрюмов Ал. Н., Дворник Г. П. Щелочные рудонносные метасоматиты Рябиновского массива (Алданский щит) // Сов. геология. 1984. № 9. С. 84—94.

УДК 553.2

© Г. А. Голева, 1993

Гидрогеологическое моделирование рудообразования в осадочных бассейнах

Г. А. ГОЛЕВА (МГОУ)

Интерес к гидрогеологическому моделированию рудообразующих процессов в настоящее время заметно возрос, несмотря на недостатки качества и количества исходной информации в значительной степени по причине отсутствия комплексности гидрогеологических, геологических и минералогеохимических исследований. Наряду с давно известными работами, рассматривающими различные гидрогеологические аспекты парагенезиса нефтяных и рудных месторождений (А. И. Германов, 1962; В. М. Попов, 1970 и др.), в последние годы появились статьи и монографии, в которых освещаются результаты совместного изучения осадочных рудных месторождений специалистами в области гидрогеологии и геологии рудных и нефтяных месторождений [10, 17]. На примере наиболее крупных осадочных рудных месторождений в них продолжается развитие концепции о взаимосвязи осадочного рудообразования с эвапоритами, нефтегазоносными бассейнами и металлоносными термальными рассолами. Аналогичные по научной направленности исследования проводятся и в других странах [22—24 и др.].

К сожалению, гидрогеологическое и геологическое моделирование условий формирования рудовмещающих структур и истории их развития нередко подменяются обычными гидрогеологическими разрезами конкретных месторождений. Во избежание этого автором статьи составлены и описаны графические модели гидрогеологических условий формирования рудообразующих подземных вод и

потенциально рудоносных структур на примере наиболее изученных регионов с учетом основных требований к гидрогеологическому моделированию и прогнозированию, сформулированных в работах С. И. Смирнова [18], С. Р. Крайнова, В. М. Швеца, С. Л. Шварцева и др. [5], В. А. Кирюхина, А. И. Короткова [14] и В. Н. Озябкина (1982). Поскольку общие закономерности распространения и формирования рудообразующих подземных вод, гидрогеохимия миграции и осаждения рудных элементов достаточно подробно описаны в предшествующих работах [6, 8, 11, 17, и др.], в настоящей статье кратко проанализированы лишь наиболее дискуссионные вопросы их генезиса.

Процесс формирования рудообразующих подземных вод, являющихся главным гидродинамическим фактором накопления, переноса, осаждения рудного вещества в определенных частях геологических структур, обычно разделяется на три этапа: седиментационный — начальное концентрирование солевых органических и рудообразующих компонентов в лагунных условиях; диагенетический — преобразование лагунных осадков с поглощенным комплексом солевых, органогенных и рудных компонентов в поровых и межслоевых рассолах после очередного тектонического погружения дна соленодного бассейна; катагенный — термометаморфические преобразования солевого и газового состава рассолов, органических веществ и пород, объединяемых обычно понятием системы «вода — порода».



Если геохимические процессы, протекающие на первом этапе формирования рассолов, обычно не вызывают дискуссий, то вопрос о роли поровых вод и элизионных процессов в формировании состава и динамике металлоносных рассолов на втором и третьем этапах такой же спорный, как и генетические вопросы рудообразования. Согласно экспериментальным данным П. А. Крюкова (1971), преобладающая масса поровых вод из осадочных пород отжимается в пористые коллекторы уже на глубине первые сотни метров, поэтому они не могут играть существенной роли в балансе глубоких водоносных горизонтов. На основании гидродинамических и гидрогеохимических расчетов на ЭВМ В. А. Всеволожский и В. И. Дюнин [4] пришли к выводу, что поровые воды, отжимаемые в основном из морских глин, на втором, диагенетическом, эта-

Данные глубокого бурения свидетельствуют о более сложном блоковом строении (рис. 1) нижнего подсолевого гидрогеологического этажа нефтегазоносных бассейнов, в котором формируются рудообразующие рассолы, чем это часто изображается на гидрогеологических схемах. Поэтому одной из основных причин мозаичного распределения в глубоких водоносных горизонтах

пластовых давлений с локальными гидродинамическими аномалиями, помимо неравномерного отжатия в разных частях бассейнов поровых вод, является гидравлическая изоляция тектоническими нарушениями (сбросами, надвигами и др.) глубоко погребенных блоковых структур [3].

Попытка некоторых гидрогеологов объяснить формирование гидрогеохимической зональности седиментационных бассейнов с позиции «гравитационного расслоения подземных вод» находится в противоречии со многими гидрогеологическими региональными явлениями (гидравлическая изоляция глубоких и к тому же высоконапорных водоносных горизонтов водоупорами, нахождение химических элементов в комплексных, а не простых ионных формах в рассолах, наличие гидрогеохимических инверсий и др.).

Процессы вторичного минералообразования, влияющие на коллекторские свойства пород, в результате взаимодействия подземных вод с вмещающими рудоносными и нефтеносными породами достаточно подробно рассмотрены в работах многих исследователей на разной генетической основе [12, 15, 19]. Автор присоединяется к той точке зрения, которая объясняет образование пластовых и трещинных зон доломитизации, ангидритизации, серицитизации, окварцевания, битуминизации, пиритизации, гидрослюдизации, кристаллизации солей, флюоритизации, калишпатизации и других вторичных изменений пород воздействием разнотемпературных подземных вод, обогащенных в разной степени органическим веществом, рудными и нерудными компонентами и обладающих различными кислотно-щелочными свойствами. Для краткости глубокие рассолы кальциевого нефтяного типа в дальнейшем называются углеводородными металлоносными рассолами. Гидрогеохимия процессов взаимодействия этих рудообразующих рассолов с вмещающими породами, формы миграции в них рудных компонентов и зонального осаждения на различных барьерах охарактеризованы в предшествующих работах [6, 7, 11, 17, и др.].

В дополнение к предложенному А. М. Овчинниковым (1970) и обоснованному с термодинамических и геохимических позиций В. С. Голубевым и А. А. Беусом [9] понятию «подвижный геохимический барьер» автор совместно с В. В. Голиковым [8] предлагает для разных геохимических и термодинамических обстановок ввести понятия «внешний» и «внутренний» подвижные гидрогеохимические барьеры. Под внешним гидрогеохимическим барьером подразумевается осаждение химических элементов в результате смешения природных вод разного химического состава, под

внутренним — преобразование растворимых соединений металлов, например гидросульфидных типа $\text{Me}(\text{HS})_n^{k-n}$, в труднорастворимые сульфидные (MeS , Me_2S и др.). Образование внутреннего барьера происходит при резком изменении геохимических (pH , E_h) или термобарических ($t^\circ\text{C}$, p) параметров среды миграции. В последнем случае металлоносные рассолы как бы несут внутри свой подвижный гидрогеохимический барьер рудоосаждения. Внешние барьеры низкотемпературные и биогенные, внутренние — более высокотемпературные и иногда абиогенные.

Структурная типизация гидрогеологических моделей базировалась на тектонических построениях Е. М. Лазько [16], А. Д. Щеглова [20, 21], В. И. Смирнова (1982), В. В. Попова (1980), Ю. В. Богданова (1984) и др. Одним из наиболее общих элементов этих построений являются глубинные разломные зоны — главный элемент в тектонической структуре гидрогеологических структур. Для выявления отличий в условиях формирования, наряду с известными крупными рудными регионами Центрального Казахстана, в статье кратко рассмотрены и менее перспективные с общих геологических и гидрогеологических позиций структуры — Предуральский и Предкарпатский прогибы.

Гидрогеологическая модель осадочного рудообразования в глубинных разломных зонах по периферии срединных массивов. Анализ геологической и гидрогеологической истории одного из крупнейших рудных регионов Центрального Казахстана — палеозойского массива Каратау. — показал, что наиболее благоприятные гидрогеологические, гидрогеотермические и палеогеографические условия для формирования металлоносных подземных вод здесь создавались в нижних подсолевых гидрогеологических этажах, окаймляющих массив Чу-Сарысуйского газоносного бассейна.

Накопление рудного и органического вещества на окончательном катагенном этапе формирования рассолов (рис. 2, 3) происходило после многократных погружений дна бассейна под терригенно-карбонатно-галогенными водоупорами девонского и каменноугольно-раннепермского возраста. Вмещающие термальные металлоносные рассолы рудоносные толщи формировались в условиях аридного климата и поэтому представлены терригенной красноцветной формацией. В результате длительного взаимодействия в катагенных условиях с вмещающими терригенно-карбонатными породами термальные рассолы приобретали существенно хлоридно-кальциевый состав, высокую минерализацию (более 250 г/л), насы-

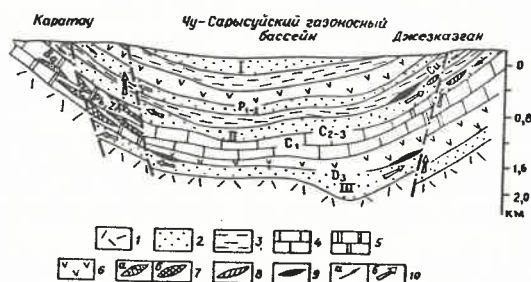


Рис. 2. Гидрогеологическая модель осадочного рудообразования в глубинных разломных зонах по периферии срединных массивов (на примере Центрального Казахстана):

1 — породы фундамента; 2 — водопроницаемые терригенные отложения — песчаники, конгломераты; 3 — водоупорные глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты; 4 — известняки, протодолмиты; 5 — эпигенетические доломиты; 6 — соленосные водоупорные отложения; 7 — руды (а — баритовые, б — свинцово-цинковые); 8 — медистые песчаники; 9 — нефтегазонасыщенные залежи; 10 — направление движения (а — слабоминерализованных азотно-кислородных, гидрокарбонатных сульфатных, сероводородно-гидросульфидных вод, б — углеводородных рудообразующих рассолов подсолевых горизонтов палеозоя); гидрогеохимические зоны: I — слабоминерализованных вод, рассеивающих рудообразующие элементы, II — формирования углеводородных рудообразующих рассолов под пермским водоупором, III — аналогичных рассолов под девонским водоупором

щались углеводородными газами и органическими веществами нефтяного типа.

По данным опробования глубоких поисковых скважин в Чу-Сарысу́йском бассейне среднее содержание основных рудообразующих и сопутствующих компонентов в период рудообразования в под-и межсолевых рассолах должно было быть не менее следующих значений, вполне достаточных для формирования крупных полиметаллических залежей (мг/л): Pb 0,3, Zn 4, Cu 0,1, Mn 12, Sr 1100, Ba 100, Rb 10, Cs 1,5, Li 45. Кислотность рассолов (рН 4) и высокая (более 80 °С) температура благоприятствовали образованию и накоплению устойчивых хорошо растворимых хлоридно-органических комплексов металлов.

В периоды тектонической активизации в глубинных разломных зонах в области сочленения Каратау и Чу-Сарысу́йского газоносного бассейна происходила продолжительная восходящая разгрузка термальных углеводородных рассолов из под-и межсолевых горизонтов. Рудные элементы осаждались дифференцированно на сульфидном, карбонатно-органо-генном, сульфатном, гидроксидном и других гидрогеохимических барьерах (см. рис. 2). Основным фактором биогенно-восстановительного процесса сульфидообразования являлись водно-растворимые органические вещества нефтяного

флюида и сульфатредуцирующие бактерии. По периферии полиметаллических залежей в надсолевых горизонтах в результате пластового смешения металлоносных рассолов с неглубокими горизонтами сульфатных и гидрокарбонатно-карбонатных вод осаждались сульфаты стронция и бария, карбонаты марганца, оксиды фосфора и ванадия. Еще дальше на карбонатно-глинисто-органо-генном барьере должны были осаждаться карбонаты лития. Обедненность рудных залежей в эпигенетических доломитах медью объясняется ее исходной пониженной концентрацией в рудообразующих рассолах.

В мезозое и кайнозое рудные залежи были погребены под чехлом морских терригенных отложений, предохранивших их от выщелачивания и рассеяния слабоминерализованными азотно-кислородными, слабощелочными сульфатными и гидрокарбонатными водами инфильтрационного генезиса. Морфология рудных залежей определялась особенностями динамики рудообразующих рассолов и отображает субвертикальную трещинно-жильную направленность их движения в нижних подсолевых этажах бассейна и латеральный растек в верхнем надсолевом этаже.

Аналогичную историю гидрогеологического развития на склоне Тенизского массива, обрамленного одноименным нефтеносным бассейном, имеет меденосная Джезказганская структура (см. рис. 3).

Разная степень дислоцированности и гидротермального изменения рудомещающих пород массивов Каратау и Тениз обусловлена неодинаковой тектонической активностью рудных полей и разной температурой рудообразующих рассолов, которая по данным гидрогеотермических исследований поровых и гравитационных вод должна была колебаться в пределах 50—230 °С. И так, все свинцово-цинковые месторождения массива Каратау формировались лишь на склонах, сопряженных с Чу-Сарысу́йским газоносным бассейном. Их отсутствие на склонах, сопряженных с менее глубоким Сырдарьинским бассейном, лишенным как соленосных формаций, так нефтегазонасыщенных проявлений, — достаточно убедительный аргумент парагенезиса осадочного рудообразования с процессами галогенеза и нефтегазонасыщенности в сопредельных седиментационных бассейнах, в которых формировались рудообразующие рассолы.

Крутопадающие рудные тела прожилково-штокеркового типа наследовали восходящую разгрузку рассолов по субвертикальным разломам, а пологозалегающие — пластовое движение в верхних надсолевых этажах. Массивные руды «ачисайского типа» формировались при этом на локализован-

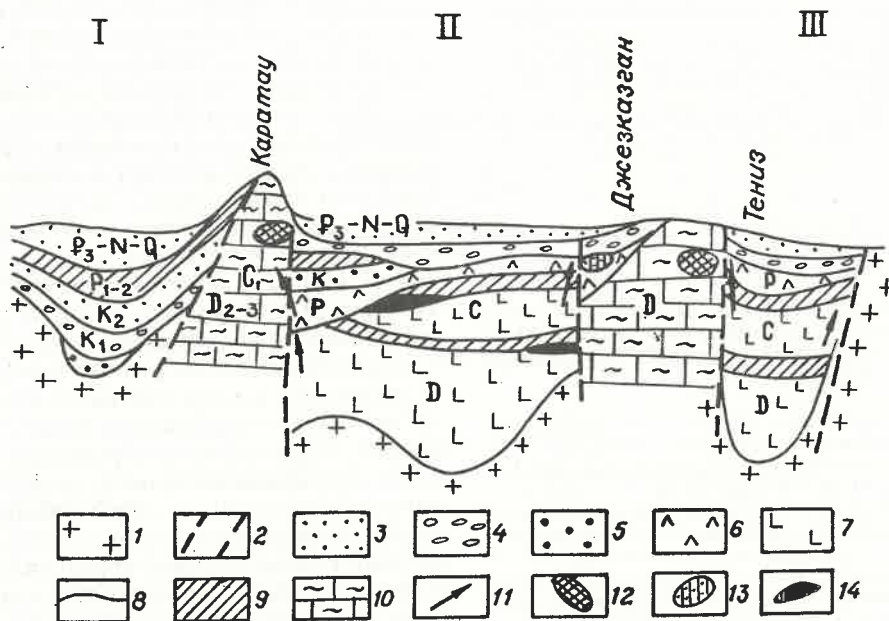


Рис. 3. Гидрогеохимическая модель формирования рудообразующих рассолов (например нефтегазоносных бассейнов Центрального Казахстана):

1 — породы фундамента; 2 — обводненные зоны разломов; гидрогеохимические зоны: 3 — почти пресных (до 2 г/л), 4 — слабосоленых (2—10 г/л), сульфатных локально-сероводородных, 5 — соленых (10—35 г/л) хлоридных натриевых вод, 6 — натриевых рассолов (35—200 г/л), не обогащенных рудными элементами, 7 — металлоносных крепких (250—400 г/л) рассолов кальциевого типа; 8 — границы гидрогеохимических зон; 9 — водоупорная глинистая толща; 10 — карбонатно-мерригенные породы рудовмещающих массивов; 11 — направление движения рудообразующих рассолов из нижнего палеозойского этажа кальциевого типа; 12 — свинцово-цинковые руды; 13 — медистые песчаники; 14 — нефтяные залежи; бассейны: I — Сырдарьинский, II — Чу-Сарысуьский, III — Тенизский

ных сульфидных гидрогеохимических барьерах в хорошо водопроницаемых крупнопористых породах, а мелкокрапленные типа Миргалымского месторождения — в слабопроницаемых тонкопористых.

В зависимости от особенностей геологического развития прогибов составлены две гидрогеологические модели формирования осадочных рудных месторождений: применительно к рудообразованию в разломных зонах без существенного проявления магматизма и с достаточно мощным проявлением интрузивных и вулканических процессов.

Гидрогеологическая модель осадочного рудообразования в разломных зонах прогибов без существенных проявлений магматизма. К одним из наиболее типичных представителей подобных структур относятся Предуральский и Предкарпатский прогибы. Рудопоявления меди, цинка и свинца тяготеют в них к зонам сочленения глубинных разломов субмеридионального и субширотного простирания, длительное ($D_3—C_1—P_1$) время служивших зонами скрытой разгрузки металлоносных подсолевых и внутрисолевых рассолов, насыщенных углеводородными газами и водно-растворимыми органическими веществами нефтяного типа.

В Предуральском нефтегазоносном прогибе зоной глубинной разгрузки подсолевых углеводородных металлоносных рассолов являлся Удмуртский региональный разлом, особенно на пересечении с субширотным Кировским разломом. Активизация пульсационной разгрузки этих нефтяного типа рассолов в верхние надсолевые этажи с осаждением здесь рудных компонентов на различных гидрогеохимических барьерах была сопряжена с инверсионным неоднократным воздыманием в зонах глубинных разломов рифейских и девонских авлакогенов. По периферии этих структур и на тектонически нарушенных склонах антиклинальных складок в зоне выклинивания соленосно-глинистых водоупоров происходило смешение металлоносных подсолевых рассолов со слабоминерализованными сульфатными, сульфатно-сероводородными (сульфидными), гидрокарбонатно-карбонатными надсолевыми водами. На этих различных барьерах и формировались рудные залежи соответствующего состава.

Масштабы оруденения определялись, с одной стороны, длительностью и активностью функционирования гидрогеохимических барьеров, с другой — продолжительно-

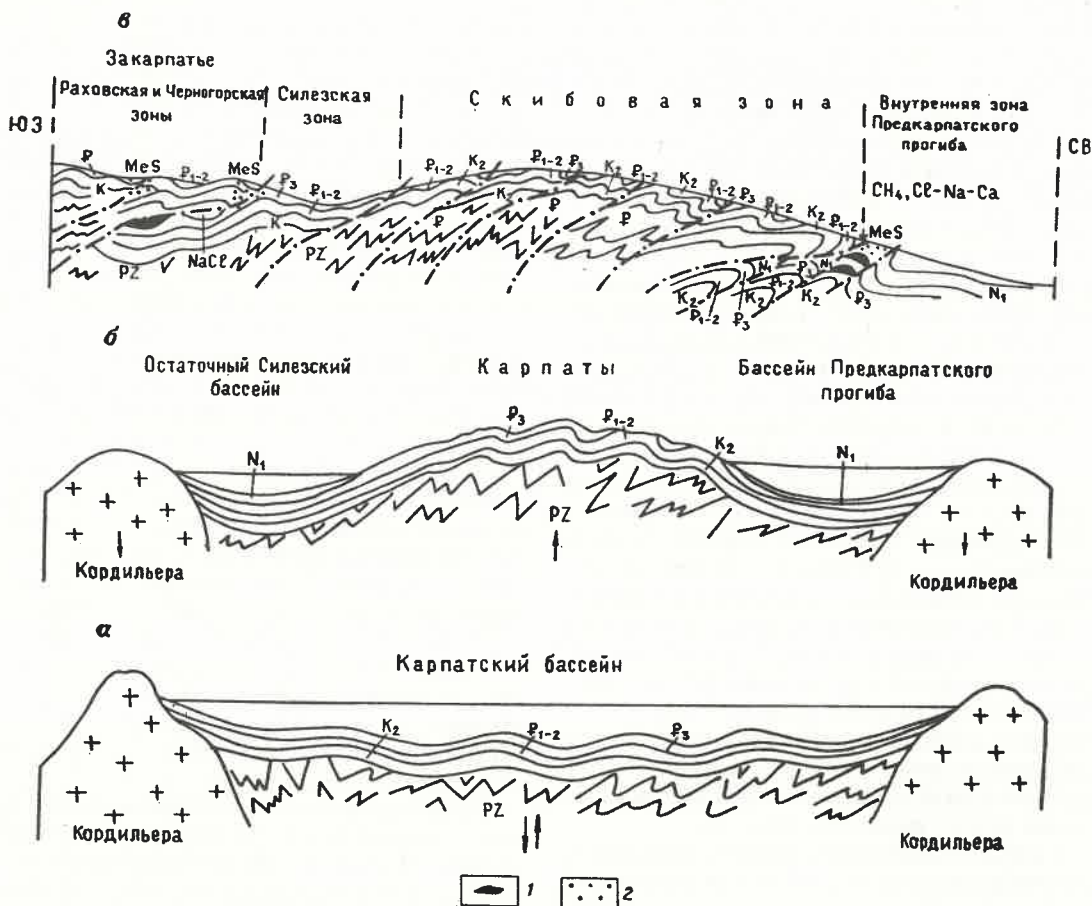


Рис. 4. Модель гидрогеологической истории формирования рудовмещающих структур и рудообразующих рассолов в Предкарпатском и Закарпатском прогибах:

а — позднелигоценный этап — биохемогенное накопление рудных элементов в морском бассейне нормальной солёности; б — раннеленогеновый этап — испарительная последовательная концентрация морской воды, рудных и сопутствующих элементов совместно с водно-растворимым органическим веществом и солями в морских лагунах; в — этапы формирования нефтяных структур, металлоносных рассолов в меж-и подсолевом этажах и стратиформных рудных залежей в очагах разгрузки металлоносных рассолов на гидрогеохимических барьерах; 1 — нефтяные залежи; 2 — сульфидные рудопроявления

стью, интенсивностью и количеством инверсионных тектонических стадий.

Небольшие полиметаллические медные рудопроявления здесь формировались во Внутренней нефтеносной зоне прогиба в региональной разломной зоне, простирающейся на несколько сотен километров вдоль надвига Береговой Скибы Карпат. Одно из таких рудопроявлений (Трусковецкое) образовалось в раннем миоцене на периферии Бориславской нефтеносной складки в надсолевых песчано-глинистых породах Стебникского синклиналя, разбитого на гидравлически изолированные блоки. Формирование металлоносных рассолов, обогащенных углеводородными органическими веществами нефтяного типа, происходило под соленосными экранами верхне-и нижневоротыщенской свит. Осаждение сульфидов свинца и цинка, как и в вышеописанных

нефтегазоносных бассейнах, было приурочено к участкам смешения металлоносных рассолов кальциевого типа с сероводородными сульфатно-кальциевыми водами надсолевого гидрогеологического этажа. Вследствие полиметалльности рассолов во внешней зоне рудного поля на сульфатном барьере выпадали стронций и барий в виде целестина и барита.

Как показали экспериментальные исследования Л. Г. Богашовой [2], поровые растворы меж-и подсолевых глинистых отложений в результате длительного взаимодействия с вмещающими терригенно-соленосными породами приобретали высокую (более 250 г/т) минерализацию и насыщались хлоридами кальция и натрия, а внутри солевых калиеносных отложений — хлоридами магния, натрия и калия. Концентрация

цинка, свинца, стронция, бария и других рудных компонентов в поровых водах превышает их содержание в гравитационных рассолах тех же водоносных комплексов на один-два порядка. Тем не менее содержание этих и сопутствующих рудных компонентов даже в поровых водах ниже предела насыщения. Поэтому возникает вопрос, почему при наличии таких важных гидрогеологических и геологических факторов, как рудообразующие рассолы, глубинные водовыводящие разломные зоны, гидрогеохимические барьеры и общая тектоническая активность нефтегазоносно-соленосных структур, в Предкарпатском прогибе не сформировались такие же крупные рудные месторождения, как в Центральном Казахстане.

Сравнительный анализ гидрогеологических и геологических особенностей развития этих регионов позволяет считать главной причиной — отсутствие в Предкарпатском прогибе, сложенном в основном флишевыми породами, достаточно мощных коллекторов с необходимыми для парагенетического образования крупных рудных и нефтяных залежей. Другой причиной является свойственное многим альпийским прогибам недостаточное продолжительное функционирование гидрогеохимических барьеров на каждой инверсионной стадии развития структур.

Гидрогеологическая модель осадочного рудообразования в глубинных разломных зонах прогибов с мощными проявлениями магматизма. Одним из прогибов, где разнообразно, компактно и синхронно проявилась магматическая, гидротермальная и рудообразующая деятельность, является Закарпатский. Схематично гидрогеологическая история развития Карпатского региона, включая Закарпатский внутренний и Предкарпатский передовой прогибы, отображена на рис. 4. В меловое время здесь существовал морской бассейн с нормальной соленостью, в котором накапливались флишевые осадки с кларковым содержанием рудных компонентов. С юга и севера бассейн ограничивался кордильерами — основными областями сноса терригенного материала. В Закарпатье такими областями сноса и инфильтрации атмосферных осадков на юго-востоке служили Раковский и Чивчинский массивы, представляющие собой окраинную часть Панноского массива. Севернее, между Магурской и Силезской тектоническими зонами, располагалась другая область размыва (инфильтрации), погружившаяся в олигоцен под Магурской надвиг. В Предкарпатье в это время также существовали кордильеры и несколько местных поднятий, с которых в бассейн в течение мела и палеогена сносился терригенный материал (песчаники, глины,

аргиллиты, глинистые сланцы) с кларковым содержанием рудных элементов.

В раннем неогене в результате воздымания Карпат морской бассейн разделился на два более мелких (лагунного типа) — Предкарпатский и Силезский, в которых в процессе испарения началась концентрация рудных и нерудных компонентов, сопровождавшаяся садкой сульфатных и галитовых солей. Интенсивный орогенез Карпат вызвал образование крупного регионального надвига, под которым были погребены соленосные отложения предположительно позднеолигоцен-раннемиоценового возраста. Гидрогеохимический прогноз их залегания под высокоамплитудным надвигом сделан автором совместно с Б. Т. Голевым еще в 1960 г.

На синхронное осаждение соленосных осадков и формирование металлоносных рассолов во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба и поднадвиговой части Силезской зоны Закарпатья указывают линейно-прослеживаемые вдоль регионального надвига открытые и скрытые очаги разгрузки углекислых и углеводородных рассолов. Минерализация последних превышает 200—250 г/л и, судя по высоким соотношениям r_{Na}/r_{Cl} и Cl/Br , свидетельствует о присутствии под надвигом соленосных отложений (см. рис. 4).

Компенсационные многократные поднятия и опускания в Закарпатском прогибе сопровождались активным эффузивным и субаэральным вулканизмом, а также образованием по глубокому разлому в Солотвинской впадине соляных диапиров. В Предкарпатском прогибе следы кратковременных, подводно-вулканических извержений обнаружены в виде маломощных туфовых образований в менилитовых битуминозных флишевых отложениях нефтеносных складок в зоне Долины Стрытунь. В глубоких металлоносных подсолевых рассолах слабые отголоски этих процессов проявляются в виде повышенных по сравнению с другими районами Предкарпатского прогиба содержания углекислого газа и кремнекислоты.

Заложение Закарпатского трогового типа прогиба завершилось в миоцене мощными эффузивными извержениями лав риолит-андезитового состава. Вулканическая гряда разделила сформировавшиеся в прогибе две разноглубокие впадины с самостоятельными водогазонапорными режимами — Солотвинскую и Мукачевскую.

Внедрение вулканитов и интрузий гранодиоритов в карбонатные морские флишевые отложения по глубинным разломным зонам, ограничивающим Закарпатский прогиб с севера (Закарпатская зона) и юга (Припанинская зона), сопровождалось мощным выделением углекислого газа. Растворение его в подземных водах разного солевого состава,

температуры и минерализации резко увеличивало агрессивность вод по отношению к вмещающим флишевым карбонатным и изверженным силикатным породам. По данным газового опробования скважин в пределах Шаянского ртутного месторождения содержание агрессивной углекислоты на глубине всего лишь 200 м составляло 30 г/л.

Об интенсивном выносе термальными хлоридными углекислыми водами карбонатов кальция, обогащенных различными рудными компонентами, свидетельствуют крупные (более 10—30 м) травертиновые конусы, наиболее хорошо сохранившиеся в открытых очагах разгрузки углекислых вод в долинах рек на южных склонах Карпат (Тисса, Латорица, Рика и др.).

Наиболее минерализованные (до 150 г/л) углекислые и углеводородные (250—320 г/л) металлоносные рассолы соответственно натриево-кальциевого и кальциево-натриевого состава формировались при температурах 50—200 °С на глубинах более 1—2,5 км вдоль Магурского надвига и южнее по периферии соленосно-газоносной Солотвинской впадины.

По данным опробования глубоких скважин в пределах Вышковского рудного поля [6, 11 и др.] минимальное содержание рудообразующих и сопутствующих нерудных компонентов в термальных углекислых рассолах (130—150 г/л) должно было быть вполне достаточным для осадочного оруденения (мг/л): Zn 20, Cu 0,08, Sr 80, Ba 10, Pb 1, Hg 0,01, As 80, B 20, F 3, Li 10, Rb 2, Cs 0,8, Mn 25, Au 0,002, Ag 0,007, Mo 0,01.

Наряду с высоким, преобладающим, содержанием углекислого газа (94—96 %) в рассолах обнаружены существенные примеси углеводородных газов (CH_4 2,4 %, C_2H_6 0,01 %) и азота (N_2 1,52 %). Это указывает на пространственную и парагенетическую связь углекислых рассолов Вышковского рудного поля с периферийной зоной газоносной Солотвинской структуры. Температура металлоносных углекислых рассолов, вскрытых скважинами в интервале 590—764 м, составляла 47—50 °С, что приближается к данным термометрических исследований минералов расположенного поблизости Беганьского полиметаллического месторождения.

В керне пробуренных на рудном поле гидрогеологических скважин, представленном туфами, аргиллитами, песчаниками и гранодиоритами, интенсивно обеленными в зонах брекчирования и дробления, обнаружены рассеянная сульфидная минерализация и новообразования кальцита и анкерита. Осаждение этих минералов из углекислых рассолов происходило на сульфидном и карбонатном гидрогеохимических барьерах. Геохимическая природа возникновения

барьеров частично связана с абиогенным восстановлением сульфатных анионов рассолов на больших глубинах при высокой температуре (более 200 °С) и биогенной сульфатредукцией в зоне смешения металлоносных рассолов с менее глубокими низкотемпературными сульфатными водами. О былой гидротермальной деятельности не только углекислых, но и более высокотемпературных азотно-углекислых щелочных гидротерм гейзерного типа свидетельствуют гейзериты в пределах Беганьского полиметаллического рудного поля.

В результате наложенного воздействия сернокислых фумарольных терм на вулканогенные породы в верхней части разреза рудного поля сформировалось крупное месторождение алунитов. Все это указывает на более напряженный вулканический режим развития гидротермальных систем в Закарпатском прогибе по сравнению с Предкарпатским, где термальные воды с температурой выше 40 °С формировались и продолжают формироваться на значительно большей глубине. Отсутствие в Предкарпатском прогибе подземных вод, насыщенных термометаморфической углекислотой (более 0,3 г/л), обусловлено парагенетической связью углекислых вод Закарпатского прогиба с более плотными глубинными тепловыми потоками и соответственно интенсивным термометаморфизмом вмещающих пород.

Субаквальная разгрузка по линейным зонам глубинных разломов термальных рассолов, обогащенных органическими соединениями, фиксируется в Закарпатском прогибе рифовыми постройками в виде бескорневых останцов карбонатных пород (юрских известняков). С гидрогеохимической точки зрения их образование объясняется активизацией биогенной деятельности теплолюбивой рифообразующей фауны и флоры на этих участках.

Амплитуда надвигов, образовавшихся в самую активную плиоценовую фазу магматизма и складчатости, экранировавших сводовые структуры-ловушки нефтегазоносных флюидов, возрастает вместе с металлоносностью глубоких рассолов в юго-западном направлении. В Солотвинской соленосной впадине с этой складчатостью связаны возникновение диапировых соляных куполов и экранирование сводовых массивно-пластовых нефтегазоносных залежей в нижнемиоценовых пористых песчаниках с прослоями пирокластики.

Кровля стратиграфически различных нефтеносных горизонтов, являющихся источником углеводородных водно-растворимых веществ, необходимых для продолжительного функционирования сульфидных гидрогеохимических барьеров, опустилась до глубины 1,4—2,5 км. Газовые залежи форми-

ровались в гидравлически изолированных разломами и надвигами глубоко погребенных структурах прогиба — Иршавской, Залужской, Чопской, Тячевской, Свалявской и др.

Наиболее хорошими коллекторскими свойствами как для нефтяных флюидов, так и для парагенетически связанных с ними углеводородных металлоносных рассолов, обладают песчаники и туфы. Их пористость колеблется от 10 до 35 %, проницаемость — от 1 до 136 мкм². С глубиной дебит и скорость движения рассолов резко уменьшаются, а хлоридность, температура и металлоносность соответственно возрастают.

В составе ассоциаций рудообразующих элементов углекислых и углеводородных рассолов наблюдаются существенные различия, которые соответствующим образом сказываются на составе рудных залежей в очагах их разгрузки на гидрогеохимических барьерах. Так, углеводородные подсолевые рассолы нефтяного типа, отличающиеся высокой хлоридностью и кислотностью (рН 2—4), более интенсивно накапливали тяжелые металлы — стронций, барий, цинк, медь, кадмий, никель, кобальт. В углекислых рассолах наряду с легколетучими металлами (ртуть, мышьяк, сурьма) и сопутствующими бором и фтором концентрировались золото, редкие щелочные элементы, марганец, железо. Эта гидрогеохимическая специализация термальных рассолов определяла в конечном итоге металлогенетический облик парагенетически связанных с ними рудных залежей. Нередко очаги разгрузки углекислых и углеводородных металлоносных рассолов функционировали в разное геологическое время на одних и тех же площадях, образуя наложение одной рудной минерализации на другую, как наблюдается в пределах Вышковского, Беганьского и Береговского рудных полей.

Ртутные рудопроявления во флишевых породах, приуроченные к Закарпатскому глубинному разлому, по гидродинамическим и гидрогеохимическим показателям пространственно связаны с открытыми и скрытыми современными очагами разгрузки хлоридных углекислых вод, которые выносятся по унаследованным разломам значительные количества [6] мышьяка, бора, фтора, ртути и других микрокомпонентов (участки Соймы, Драгово, Квасы и др.). Однако вследствие весьма ограниченного распространения в Закарпатье загипсованных пород, необходимых для формирования сульфатных вод, а следовательно, и достаточно мощных сульфидных барьеров, рудопроявления в осадочных флишевых отложениях не перспективны на крупное сульфидное оруденение.

Исходя из анализа совокупности геологических и гидрогеологических факторов, можно заключить, что в Закарпатском внутреннем прогибе относительно наиболее перспективны на осадочные рудные месторождения небольшого и среднего масштабов вулканогенно-осадочные, в основном туфогенные породы, обладающие наибольшей водопроницаемостью и сорбционной емкостью. В структурном плане первоочередного внимания заслуживают тектонически активизированные разломные зоны по периферии нефтегазоносных структур с унаследованными скрытыми очагами разгрузки углекислых и существенно углеводородных рассолов.

Гидрогеологическая модель осадочного рудообразования во внутриконтинентальных рифтах древних платформ. Одним из наиболее изученных в гидрогеологическом и геологическом отношении рифтов на Русской платформе, на примере которого можно проследить историю гидрогеологического формирования рудоносных зон в осадочных породах, является Припятско-Днепровско-Донецкий. Его развитие началось в раннем девоне вследствие деструкции фундамента по глубинным разломам на крупные блоки. В результате эвапоритовых процессов, сопряженных с инверсионными тектоническими движениями, здесь образовались под-, меж- и надсолевой структурные ярусы с различными гидродинамическими и гидрогеохимическими условиями формирования подземных вод. В наиболее интенсивно прогибавшейся осевой части рифта мощность осадочных отложений достигла максимальных значений — от нескольких километров в западной Припятской части до 10 км и более в юго-восточной Донецкой зоне. Накопление терригенных водовмещающих пород сопровождалось вулканическими процессами и инверсионными тектоническими движениями, в результате которых к концу девона окончательно сформировался нижний подсолевой нефтегазоносный гидрогеологический этаж.

По данным опробования глубоких скважин и анализов газово-жидких включений в минералах общая минерализация подсолевых рассолов метаморфизованного кальциевого типа превышала 300—350 г/л, а температура на глубинах 2—2,5 км доходила до 120—160 °С. Средние содержания рудных компонентов в этих рассолах должны были быть следующие (мг/л): Zn 160, Pb 10, Cu 5, Fe 2500, Mn 500, Al 250, Sr 2200, Ba 230, Li 100, Rb 62, Cs 3. По данным современного опробования глубоких нефтепоисковых скважин именно такие концентрации рудных компонентов обнаружены в подсолевых рассолах рифта.

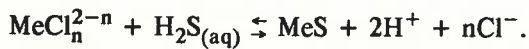
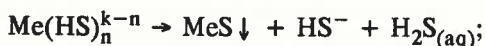
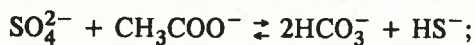
Формирование наиболее металлоносных

подсолевых рассолов, насыщенных водно-растворимыми углеводородными соединениями нефтяного типа, происходило в зоне высоких температур и давлений под мощным покровом слабопроницаемых соленосных отложений в условиях весьма замедленного (диффузионно-конвективного) водообмена. Хорошие коллекторские свойства девонских вмещающих терригенных пород, представленных грубозернистыми песчаниками и конгломератами с прослоями трещиновато-пористых карбонатных пород, способствовали захоронению огромных количеств металлоносных рассолов.

В периоды тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся образованием глубинных разломов, металлоносные рассолы разгружались в верхний надсолевой этаж, представленный в основном нижнепермскими красноцветными породами картамышской свиты. По глубинным разломам, преимущественно северо-западного простирания, пересекаемым поперечными нарушениями, сопряженно с разгрузкой металлоносных рассолов развивались солянокупольные структуры. Интенсивность их формирования и складчатых деформаций возрастала в юго-восточном направлении рифта, достигая максимума в Бахмутской котловине и в пределах Старобельско-Миллеровской моноклинали, осложненной Северо-Донецкой глубинной разломной зоной.

Осаждение рудообразующих и сопутствующих компонентов происходило здесь на внешнем гидрогеохимическом барьере в результате регионального смещения с сероводородными сульфатными водоносными горизонтами мезозойско-кайнозойского надсолевого этажа или более локально — на внутреннем гидрогеохимическом барьере при распаде растворимых гидросульфидных, хлоридных и еще более сложных металлоорганических комплексных соединений.

Схематично рудоосаждение на внутреннем сульфидном барьере можно отобразить следующими уравнениями [8]:



Последние две реакции сопряжены и начинаются либо при падении температуры рассолов в очагах их разгрузки, либо вследствие резкого изменения Eh при смене восстановительных условий среды на окислительные. Основными источниками серы и растворимых органических веществ для сульфатредуцирующих бактерий служили эвапориты и нефтеносные толщи, обеспечи-

вавшие длительное функционирование сульфидных барьеров.

Таким образом, свинцово-цинковая прожилково-вкрапленная минерализация в рифовых эпигенетически измененных доломитах и известняках верхнесерпуховской и нижнебашкирской свит Старобельско-Миллеровской зоны может рассматриваться как результат древней региональной (на сотни квадратных километров) разгрузки подсолевых металлоносных рассолов. Более богатые секущие линзовидные тела полиметаллических руд фиксируют локальную разгрузку этих рассолов по разломам. Разнообразный состав рудных (сфалерит, галенит, марказит, пирит, халькопирит, арсенопирит, киноварь) и жильных (кальцит, халцедон, барит, флюорит, кварц, сидерит) минералов является своего рода зеркальным отражением накапливавшихся в рассолах рудных и нерудных компонентов, дифференцированно осаждавшихся на различных гидрогеохимических барьерах.

В Бахмутовской котловине следствием разгрузки подсолевых металлоносных рассолов явилось медное сульфидное оруденение в красноцветных терригенно-карбонатных породах картамышской свиты раннепермского возраста. При этом халькозиновые руды осаждались на сульфидно-органических гидрогеохимических барьерах (сероцветные горизонты), преимущественно во внутренней зоне рудного поля, благодаря очень слабой подвижности одновалентной меди, а сфалерит-галенитовые с халькопиритом и борнитом — во внешних краевых зонах рудных полей по причине большей подвижности цинка, свинца и двухвалентной меди.

В Днепровской зоне рифта очаги разгрузки подсолевых металлоносных рассолов тяготеют к наиболее тектонически активной глубинной зоне разломов — главной области развития солянокупольных структур. Следствием периферической разгрузки рассолов на сульфидных и карбонатных гидрогеохимических барьерах в кепроках и тектонических брекчиях соляных куполов являются рудопроявления ртути, меди, свинца, цинка, бора, флюорита и др. В кепроках неглубокого залегания на участках смещения сероводородных и кислородсодержащих грунтовых вод формировались небольшие залежи серы.

Итак, в результате сопоставления особенностей геологического и гидрогеологического развития различных структурных зон Припятско-Днепровско-Донецкого внутриконтинентального рифта можно сделать вывод о корреляции их рудоносности не только с эвапоритами, нефтеносностью и металлоносными рассолами, но и с интенсивностью тектоно-магматических процессов. Под-

тверждением этого является отсутствие в Припятской впадине таких структурных индикаторов высокой тектонической активности, как солянокупольные структуры и интенсивные складчатые деформации пород, наблюдаемые в разломных рудоносных зонах Днепровско-Донецкой впадины. Вторым немаловажным фактором, определяющим общие объемы металлоносных рудообразующих рассолов, — значительная мощность и хорошие коллекторские свойства водовмещающих пород. По-видимому, влияние этих факторов отразилось и на (относительно) большей газонасыщенности отдельных блоковых структур Днепровско-Донецкой впадины.

Гидрогеологическая модель рудообразования в межконтинентальных рифтах рассмотрена ранее на примере Красноморского рифта [7, 8, 17].

Анализ истории гидрогеологического развития рудовмещающих структур и рудоносных зон и составленных на его основе гидрогеологических моделей осадочного рудообразования позволяет сделать следующие выводы.

Наибольшей способностью к мобилизации, концентрированию и переносу рудообразующих элементов в гидрогеологических структурах, не испытавших в период формирования процессов магматизма, обладают крепкие рассолы существенно метаморфизованного кальциевого типа, насыщенные углеводородными газами и органическими веществами нефтяного типа.

В межгорных впадинах и молодых прогибах, формировавшихся сопряженно с интенсивными магматическими процессами, другим типом рудообразующих вод являются рассолы натриево-кальциевого или натриево-калиевого типа, насыщенные преимущественно углекислым газом термометаморфического генезиса. Соответственно в углекислых рассолах более интенсивно накапливаются такие легколетучие компоненты, как мышьяк, фтор, бор, ртуть, сурьма и др.

Главные гидрогеохимические факторы концентрирования рудообразующих компонентов в углеводородных и углекислых рассолах — это их высокая хлоридность, кислотность, термальность и обогащенность водно-растворимыми органическими соединениями нефтяного типа, образующими с различными компонентами наиболее устойчивые комплексноорганические соединения.

К основным геолого-гидрогеологическим факторам, необходимым для формирования крупных сульфидных месторождений как в осадочных, так и изверженных породах, относятся: наличие мощных источников хлора и серы в виде эвапоритовых отложений в периоды рудообразования; наличие мощных источников водно-растворимого органического вещества (нефтяного флюида), необ-

ходимого для функционирования сульфидных гидрогеохимических барьеров как биогенного низкотемпературного типа, так и abiогенного высокотемпературного; периодическая и достаточно частая активизация тектонических процессов, сопровождающаяся инверсионными движениями блоковых гидравлически изолированных структур и разгрузкой глубоких подсолевых металлоносных рассолов в вышележащие горизонты рудоотложения; благоприятный петро- и минерально-геохимический состав водовмещающих пород, являющихся основным источником рудообразующих элементов как в поровых, так и в гравитационных под-, меж- и внутрисолевых рассолах; наличие минералогических признаков щелочной или кислотной дегидратации пород в виде зон гидрослюдизации, серицитизации и других петрохимических «следов» воздействия термобарических и гидрогеохимических процессов; хорошие коллекторские свойства и значительная мощность водо- и рудовмещающих осадочных пород; достаточно высокая плотность глубинных тепловых (эндогенных) потоков, катализирующих процессы накопления рудного вещества в термальных рудообразующих рассолах.

Гидрогеологическое моделирование и прогноз рудоперспективности геологических структур должны базироваться на анализе взаимодействия и определенного сочетания указанных факторов в истории их гидрогеологического развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бесков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. — Л.: Недра, 1983.
2. Богашева Л. Г. Роль солеродных бассейнов в формировании стратиформных минерализаций // Геология рудных месторождений. 1987. Т. XXIX. № 3. С. 18—30.
3. Вартанян Г. С., Куликов Г. В. О глобальном гидрогеодеформационном поле // Сов. геология. 1983. № 5. С. 116—125.
4. Всеволожский В. А., Дюнин В. И. О палеогидродинамической реконструкции артезианских бассейнов // Взаимодействие поверхностного и подземного стоков. М., 1974. Вып. 2. С. 28—29.
5. Геохимические проблемы гидрогеологических прогнозов / С. Р. Крайнов, В. М. Швеи, С. Л. Шварцев и др. // Формирование подземных вод как основа гидрогеологического прогнозирования. М., 1982. Т. 2. С. 276—293.
6. Голева Г. А. Гидрогеохимия рудных элементов. — М.: Недра, 1977.
7. Голева Г. А. Гидрогеологические закономерности стратиформного рудообразования // Подземные воды и эволюция литосферы. М., 1985. Т. 1. С. 19—37.
8. Голева Г. А., Голиков В. В. Гидрогеологические закономерности гидротермального рудообразования в современных океанических рифтах // Современное минералообразование вулканических областей. Петропавловск-Камчатский, 1989. С. 9—11.
9. Голубев В. С., Беус А. А. О термодинамической модели эволюции литосферы под воздействием флюидного потока // Подземные воды и эволюция литосферы. М., 1985. Т. 2. С. 281—284.

10. Горжевский Д. И., Голева Г. А., Донец А. И. Происхождение свинцово-цинковых месторождений хребта Каратау // Геология рудных месторождений. 1989. № 1. С. 66—77.
11. Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов / Г. А. Голева, М. В. Торикова, Л. Н. Алексинская, Н. А. Солодов. — М.: Недра, 1981.
12. Капченко Л. Н. Вторичные изменения состава остаточных и пластовых вод под влиянием формирования нефтяных и газовых залежей // Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения залежей углеводородов и их значение для оптимизации геологоразведочных работ. Л., 1990. С. 31—54.
13. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. — М.: Недра, 1972.
14. Кирюхин В. А., Коротков А. И. Роль геологического изучения подземных вод для гидрогеологических прогнозов // Формирование подземных вод как основа гидрогеологического прогнозирования. М., 1982. Т. 2. С. 335—358.
15. Кривцов А. И. Морфометрические характеристики рудных тел месторождений колчеданного семейства // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30. № 4. С. 58—70.
16. Лазыко Е. М. Основы региональной геологии СССР. — М.: Недра, 1971. Т. III.
17. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д. И. Горжевский, А. А. Карцев, Д. И. Павлов, Г. А. Голева и др. — М.: Недра, 1990.
18. Смирнов С. И. Историческая гидрогеология. — М.: Недра, 1991.
19. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. — М.: Недра, 1983.
20. Щеглов А. Д. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточных районов СССР // Минеральные месторождения. М., 1976. С. 47—56.
21. Щеглов А. Д. Основные проблемы современной металлогении. — Л.: Недра, 1987.
22. Bethke C. M. Hydrologic Constrains of the Genesis of the Upper Mississippi Valley Mineral District from Illinois Basin Brines // Econ. Geol. 1986. Vol. 81. № 2. P. 233—249.
23. Davidson C. F. Some genetic relationships between ore deposits and evaporites // Trans. Inst. Mining and Metallurgy. 1966. Vol. 75.
24. Sverjensky D. A. Oil Field Brines as Ore-Forming Solutions // Econ. Geol. 1984. Vol. 79. P. 23—35.

УДК 553.44

© В. Д. Конкин, Г. В. Ручкин, А. И. Донец 1993

Свинцово-цинковые месторождения осадочных бассейнов

В. Д. КОНКИН, Г. В. РУЧКИН, А. И. ДОНЕЦ (ЦИНГРИ)

Статистический анализ закономерностей распределения запасов и содержаний свинца и цинка на основе построения одновариантных стохастических моделей показывает, что основные запасы руды и металлов сосредоточены в месторождениях филизчайского и каратауского типов (рис. 1), где крупные

объекты имеют соответственно модальные значения суммы свинца и цинка 5,6 и 2,5 млн т [2]. Именно эти типы свинцово-цинковых месторождений приурочены к осадоч-

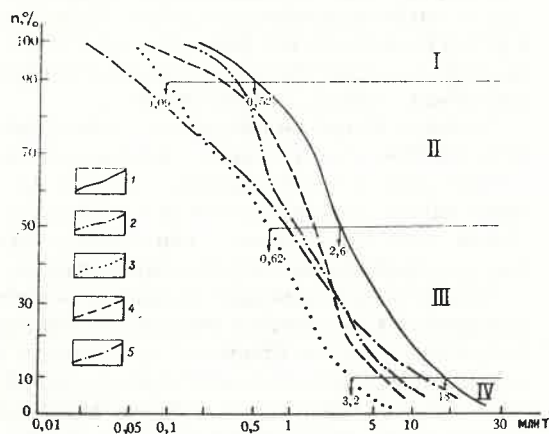


Рис. 1. Графики распределения запасов металлов для различных геолого-промышленных типов месторождений свинца и цинка:

1 — филизчайского, 2 — рудноалтайского, 3 — малокавказского, 4 — каратауского, 5 — атасуйского; месторождения по запасам: I — мелкие, II — средние, III — крупные, IV — уникальные; n — число объектов

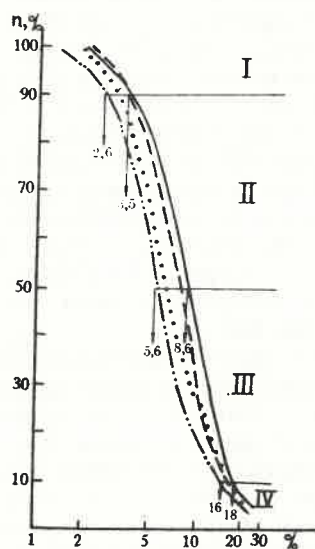


Рис. 2. Графики распределения содержаний суммы свинца и цинка в месторождениях различных типов:

месторождения по содержаниям: I — бедные, II — рядовые, III — богатые, IV — уникальные; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ным бассейнам с терригенным, углеродисто-терригенным и карбонатным осадконакоплением [1, 3, 4, 5].

Осадочные бассейны, вмещающие свинцово-цинковые месторождения, формировались в различные эпохи от раннего докембрия до мезо-кайнозоя включительно принципиально в трех геотектонических режимах: платформенном, субплатформенном и геосинклинальном. Основные объекты стратиформного свинцово-цинкового оруденения приурочены к платформенному и субплатформенному режимам накопления рудовмещающих карбонатных формаций, в то время как с геосинклинальными режимами развития связано формирование как стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных формациях, так и свинцово-цинкового колчеданного и медно-свинцово-цинкового колчеданного в углеродистых терригенно-флишеидных формациях. Указанные формации, как правило, образуют единый латеральный ряд, в котором часто фиксируется либо базальтовая, либо риолито-базальтовая формации натрового ряда.

По палеотектонической обстановке рудовмещающие толщи тяготеют к окраинно-и внутриконтинентальным морям преимущественно эвксинского типа и формируются в структурах типа интракратонных и перикратонных прогибов, авлакогенов, миогеосинклиналей и терригенных эвгеосинклиналей (рис. 2). При этом интракратонные и окраинно-кратонные бассейны характеризуются формированием рудовмещающих карбонатных формаций, в т. ч. и рифогенных, на обширных территориях, в пределах которых промышленные скопления свинца и цинка концентрируются в серии линзовидных, реже пластообразных тел. Так, например, месторождение Пайн-Пойнт (Канада), занимает площадь около 500 км², на которой выявлено 50 рудных тел. Максимальные запасы отдельных из них составляют около 1 млн т свинца и цинка. Месторождения Мидконтинента (США) локализованы в 3-х рудных районах, каждый из которых занимает площадь не менее 50 тыс. км².

Окраинно-континентальные бассейны, осадконакопление в которых происходило в обстановках, близких к рифтогенному или геосинклинальному режимам, характеризуются линейной ориентировкой размещения карбонатных формаций на относительно приподнятых блоках (внутренних палеоподнятиях) и значительно меньшими объемами стратиформных рудных залежей свинца и цинка в карбонатных толщах. Примерами таких месторождений служат объекты Прибайкальской полиметаллической провинции Олоkitского прогиба, Енисейского кряжа и др. В то же время эти же бассейны

характеризуются значительными объемами формирования углеродистой терригенно-флишеидной и углеродистой карбонатно-терригенно-флишеидной формации с уникальными по масштабам запасов свинца и цинка месторождениями (Брокен-Хилл, Салливан, Мак-Артур, Холоднинское, Ред-Дог и др.). При этом рудовмещающие карбонатная (рифогенная) и углеродистая терригенно-флишеидная формации формируются в субпараллельных структурно-формационных блоках единого палеобассейна и образуют единый латерально-вертикальный ряд рудовмещающих формаций.

Палеофациальные обстановки в бассейнах, где формируются рудовмещающие толщи со свинцово-цинковым и колчеданно-свинцово-цинковым оруденением, можно подразделить на следующие типы:

мелководно-морские осолоненные с островами, органогенными постройками и лагунами с застойным режимом водообмена (миргалимсайский тип);

мелководно-морские с отдельными вулканическими островами, рифовыми постройками, лагунами (учкулачский тип);

мелководно-морские эвксинские с расчлененным рельефом дна и интенсивными придонными течениями, редкими вулканогенными островами и рифовыми постройками (горевский тип);

относительно глубоководные эвксинские и солонатоводные морские (краевые шельфовые) с относительно расчлененным рельефом дна, желобами с застойным режимом водообмена, вулканическими островами и рифогенными постройками (холоднинский тип);

относительно глубоководные опресненные и солонатоводные морские бассейны с резко расчлененным рельефом дна, глубоководными желобами с застойным режимом водообмена (филизчайский тип).

Литолого-фациальный состав рудовмещающих карбонатных формаций, различных палеотектонических обстановок, наряду с другими факторами, определяет рудноформационный тип стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах.

Рассматривая свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах как единое семейство, следует отметить, что наряду с ведущими признаками, определяющими облик этих месторождений (состав основных компонентов, вмещающая матрица, геотектоническая обстановка), имеется ряд характерных особенностей, позволяющих выделить среди них следующие подтипы единого рудноформационного ряда: свинцово-цинковый, барий-свинцово-цинковый, свинцово-цинковый с фтором, свинцово-цинковый с германием, барий-свинцово-цинковый с фтором и медно-свинцово-цинковый. Ука-

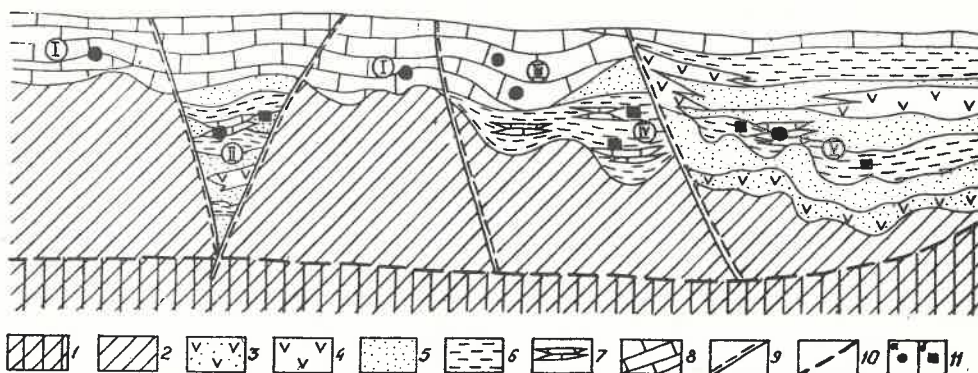


Рис. 3. Идеализированная схема палеотектонической позиции стратиформных свинцово-цинковых колчеданно-полиметаллических месторождений в карбонатных и карбонатно-терригенных толщах:

1 — кора океанического типа; 2 — кора сиалического типа; формации: 3 — вулканогенная (преимущественно риобазальтовая натриевой серии), 4 — вулканогенно-терригенная, 5 — терригенная (песчано-сланцевая), 6 — черносланцевая (углеродистая глинисто-карбонатно-терригенная), 7 — рифогенная карбонатная (в т. ч. биогермная), 8 — карбонатная (платформенная и субплатформенная); 9 — глубинные разломы; 10 — граница раздела коры сиалического и океанического типов; 11 — свинцово-цинковые (а) и колчеданно-полиметаллические (б) месторождения; геотектоническая позиция месторождений: I — платформенные чехлы; II — авлакогены; III — субплатформенные чехлы; IV — краевые прогибы с миогеосинклинальным типом развития; V — терригенные эвгеосинклинали

занные типы ассоциируются со следующими геологическими субформациями: углеродсодержащей кремнисто-известняково-доломитовой, известняково-доломитовой, терригенно-известняково-доломитовой, доломито-известняковой, органогенной, вулканогенно-терригенно-известняково-доломитовой, кремнисто-известняково-доломитовой.

Колчеданно-полиметаллические месторождения также обособляются в несколько подтипов единого рудноформационного ряда, которые отличаются главным образом особенностями вещественного состава и приурочен-

ностью к рудовмещающим толщам различного литолого-фациального состава. В рудоносных геоструктурах конкретных регионов эти подтипы выстраиваются в два ряда.

1. Медно-цинковые колчеданные — (медно) — свинцово-цинковые колчеданные. Состав рудовмещающей формации меняется в этом ряду от практически бескарбонатных углеродисто-кремнистых метапелитов в ассоциации с унимодальными базальтоидными вулканитами натровой серии до слабо карбонатных углеродистых метапелитов и ме-

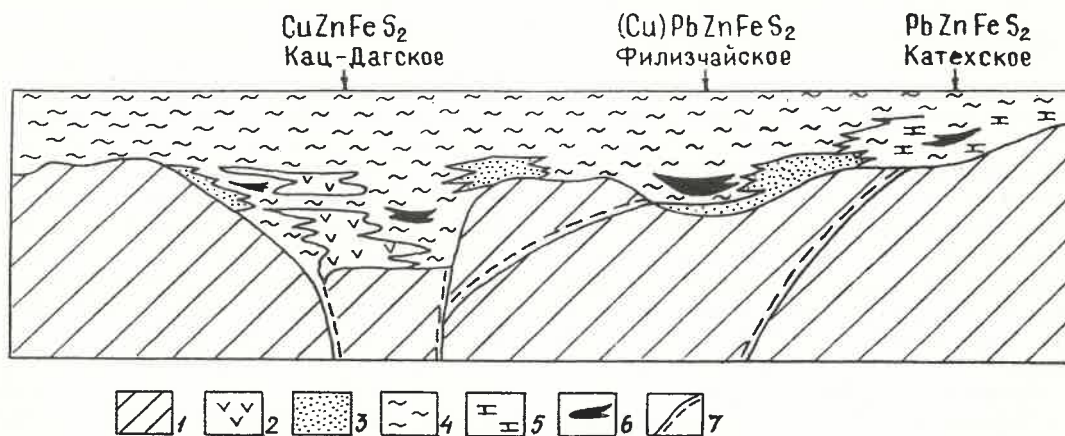


Рис. 4. Обобщенный рудноформационный ряд колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных толщах Большого Кавказа (по Н. К. Курбанову, Э. И. Кутыреву в интерпретации авторов):

1 — комплекс пород основания; 2 — унимодальные вулканиты базальтовой формации; породы рудовмещающей углеродисто-терригенной флишовой толщи: 3 — углеродистые метаалевропесчаники, 4 — углеродистые метаалевро-глинистые сланцы, 5 — углеродистые метаалевроглинисто-карбонатные сланцы; 6 — рудные тела колчеданно-полиметаллического состава; 7 — рудо- и магмовыводящие разломы

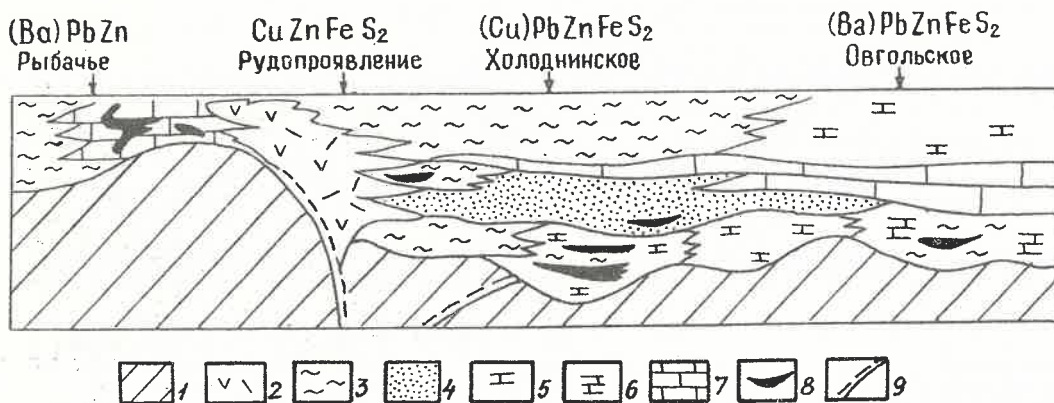


Рис. 5. Обобщенный рудноформационный ряд колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных толщах Олоkitской и Енисейской провинций:

1 — комплекс пород и основания; 2 — бимодальные вулканы риолито-базальтовой формации; породы рудовмещающей углеродисто-терригенной флишеидной толщи: 3 — углеродистые метапелиты, 4 — углеродистые метапесчаники, 5 — карбонатсодержащие углеродистые метапелиты, 6 — углеродистые карбонатные метапелиты; 7 — породы рудовмещающей рифогенной карбонатной толщи; 8 — рудные тела колчеданно-полиметаллического и свинцово-цинкового состава; 9 — магмо- и рудовыводящие разломы

тапесчаников. При этом углеродистые метапелиты и базальтоиды занимают наиболее глубоководные части палеобассейна (осевые зоны), а углеродистые метапелиты и метапесчаники располагаются на относительно приподнятых блоках. Примером такого рода служат месторождения Большого Кавказа: Кизил-Дире, Кацдаг — Филизчайское — Катехское (рис. 3).

2. (Медно) — свинцово-цинковые колчеданные — (барийсодержащие) цинково-свинцовые колчеданные — свинцово-цинковые колчеданосодержащие — (барий) — свинцово-цинковые. Состав рудовмещающей черносланцевой формации в этом случае изменяется от бескарбонатных углеродистых метапелитов через существенно карбонатсодержащие (до 50 %) углеродистые метапелиты к углеродистым карбонатным (карбонатов до 80 %) метапелитам. В латеральном ряду с этой формацией располагается карбонатная рифогенная формация, вмещающая свинцово-цинковое оруденение с барием и бимодальная вулканогенная риолито-базальтовая формация натровой серии. В отличие от первого ряда, вулканогенная, так же как и рифогенная, формация располагается на палеоподнятии, а черносланцевая в сопряженных с ним палеодепрессиях (рис. 4).

Обобщая материалы по рудноформационным рядам рассматриваемых типов оруденения в осадочных бассейнах различных геотектонических обстановок, можно сделать следующий вывод.

В осадочных бассейнах, формировавшихся в структурах терригенных эвгеосинклиналей, мезо- и миогеосинклиналей и авлакогенов, характеризующихся наличием фаци-

ально изменчивой углеродистой терригенной флишеидной и (или) углеродистой терригенно-карбонатной флишеидной (черносланцевой) формаций, возможно выявление следующего идеализированного теоретического ряда месторождений колчеданного и свинцово-цинкового семейств: медноколчеданные (Бесси); медно-цинковые колчеданные (Кацдаг, Кизил-Дире); медьсодержащие свинцово-цинковые колчеданные (Филизчайское, Холоднинское); барийсодержащие свинцово-цинковые колчеданные (Овгол); свинцово-цинковые колчеданные (Катехское); колчеданосодержащие сидерит-цинково-свинцовые (Горевское).

Указанный ряд в конкретных геоструктурах может иметь различные сочетания и в зависимости от режима и условий формирования рудовмещающей черносланцевой формации прерываться, а также и дополняться. В последнем случае необходимым условием выступает развитие карбонатных рифогенных формаций, находящихся в латеральном ряду с рудовмещающими черносланцевыми формациями. В этом случае ряд может быть продолжен следующими типами месторождений: барий-свинцово-цинковыми; барий- и фторсодержащими свинцово-цинковыми. Примерами таких сочетаний служат объекты Енисейского кряжа, Олоkitского прогиба (Сев. Прибайкалье), Джунгарского Алатау и др. (рис. 5).

Такие же ряды фиксируются и в сопряженных разновозрастных геоструктурах: миогеосинклинальный прогиб — терригенная эвгеосинклиналь (см. рис. 2). Предложенная авторами интерпретация рудноформационного ряда месторождений колчеданного и

свинцово-цинкового семейства в связи с режимами развития и типами накопления рудовмещающих формаций в сопряженных бассейнах осадконакопления позволяет дать новую оценку металлогенического потенциала известных металлогенических зон и поновому оценить перспективы выявления новых объектов в пределах известных рудных районов и рудных полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Густафсон Л. Б., Уильямс Н. Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных

породах // Генезис рудных месторождений. М., 1984. Т. 1. С. 156—245.

2. Конкин В. Д., Ручкин Г. В. Статистические закономерности накопления свинца и цинка в стратиформных месторождениях // Геология рудных месторождений. 1991. № 3. С. 49—60.
3. Кутырев Э. И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. — Л.: Недра, 1984.
4. Попов В. Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. — Л.: Недра, 1979.
5. Принципы и методы построения геолого-генетических моделей стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных и терригенных формациях / Д. И. Горжевский, В. Д. Конкин, А. И. Донец и др. // Генетические модели стратиформных месторождений свинца и цинка. Новосибирск, 1991. С. 5—13.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 519.2:551.7

© Д. А. Родионов, А. К. Красовский, 1993

Статистический метод разграничения стратиграфических разрезов по комплексу качественных признаков

Д. А. РОДИОНОВ, А. К. КРАСОВСКИЙ (ВИЭМС)

В геологической практике, особенно при изучении стратиграфических разрезов, приходится часто сталкиваться с ситуацией, когда результаты наблюдений представлены качественными данными, которые можно рассматривать как последовательности, состоящие из нулей и единиц. Так, например, ситуацию при наличии известняка с двумя заданными видами фауны в отсутствии других трех видов в некотором интервале стратиграфического разреза можно представить вектором-строкой

$$\{1 \ 1 \ 0 \ 0 \ 0\}.$$

В данном случае 1 означает наличие данного признака, а 0 — отсутствие. Примером набора таких наблюдений может служить матрица, в которой строки соответствуют наблюдениям, а столбцы — признакам:

$$\begin{pmatrix} 1 & 1 & 0 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ . & . & . & . & . \\ 1 & 0 & 1 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & 1 \end{pmatrix}$$

Требуется ответить на вопрос — можно ли рассматривать последовательность таких строк как в некотором смысле однородную, т. е. не содержащую каких-либо границ, или

как неоднородную, т. е. содержащую хотя бы одну границу.

Как правило, с такими данными приходится сталкиваться при биостратиграфических исследованиях, когда разрезы охарактеризованы фаунистическими (макро-или микро-) либо палинологическими комплексами.

Подойти к формальной постановке задачи можно следующим образом. В качестве модели нашего стратиграфического разреза, опробованного в N интервалах, будем рассматривать последовательность m -мерных случайных величин:

$$\Xi_t = \{\xi_{t1}, \xi_{t2}, \dots, \xi_{tj}, \dots, \xi_{tm}\}, \quad (1)$$

где $t = 1, 2, \dots, N$; $j = 1, 2, \dots, m$, причем каждая случайная величина ξ_{tj} может принимать только одно из двух значений (1 или 0) с вероятностями p_{tj} и $1-p_{tj}$ соответственно.

$$\begin{pmatrix} \Xi_1 \\ \Xi_2 \\ \dots \\ \Xi_t \\ \dots \\ \Xi_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \xi_{11} & \xi_{12} & \dots & \xi_{1j} & \dots & \xi_{1m} \\ \xi_{21} & \xi_{22} & \dots & \xi_{2j} & \dots & \xi_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \xi_{t1} & \xi_{t2} & \dots & \xi_{tj} & \dots & \xi_{tm} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \xi_{N1} & \xi_{N2} & \dots & \xi_{Nj} & \dots & \xi_{Nm} \end{pmatrix}. \quad (2)$$

Случайные величины ξ_{tj} рассматриваются как распределенные по биномиальному закону с параметром p_{tj} соответственно. Кроме того, при фиксированном значении t , т. е. в пределах одной строки с номером t , случайные величины $\xi_{t1}, \xi_{t2}, \dots, \xi_{tj}, \dots, \xi_{tm}$ предполагаются независимыми. Таким образом, каждая строка с номером t характеризуется набором параметров

$$p_t = \{p_{t1}, p_{t2}, \dots, p_{tj}, \dots, p_{tm}\}. \quad (3)$$

Естественно, что весь набор N строк (2) можно считать однородным, т. е. не содержащим каких-либо границ, если

$$p_1 = p_2 = \dots = p_t = \dots = p_N = p_0, \quad (4)$$

где

$$p_0 = \{p_{01}, p_{02}, \dots, p_{0j}, \dots, p_{0m}\}. \quad (5)$$

Если $p_{tj} \neq p_0$ хотя бы для одного $t = 1, 2, \dots, N$, то в наборе строк (2) имеется хотя бы одна граница, и наша последовательность неоднородна.

Пусть над каждой случайной величиной ξ_{tj} проведено по одному наблюдению. Тогда каждой строке матрицы (2) будет соответствовать набор m наблюдений, состоящий из нулей и единиц. Обозначим единичное наблюдение над ξ_{tj} через x_{tj} . Естественно, что $x_{tj} = 0$ или 1. Тогда матрице (2) случайных величин ξ_{tj} будет соответствовать матрица результатов наблюдений

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1j} & \dots & x_{1m} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2j} & \dots & x_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{t1} & x_{t2} & \dots & x_{tj} & \dots & x_{tm} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{N1} & x_{N2} & \dots & x_{Nj} & \dots & x_{Nm} \end{pmatrix}. \quad (6)$$

По данным, приведенным в матрице (6), требуется проверить гипотезу H_0 об однородности последовательности m -мерных случайных величин, определенной формулой (2), т. е.

$$H_0: p_t = p_0, \text{ для всех } t = 1, 2, \dots, N, \quad (7)$$

при множестве альтернатив

$$H_1: p_{tj} \neq p_0 \text{ хотя бы для одного} \quad (8)$$

$$t = 1, 2, \dots, N.$$

Рассмотрим сначала одномерный случай, т. е. для одного столбца с номером j . Тогда, $H_0: p_{tj} = p_{0j}$, для всех $t = 1, 2, \dots, N$, (9) при множестве альтернатив

$$H_1: p_{tj} \neq p_{0j}, \text{ хотя бы для одного } t = 1, 2, \dots, N. \quad (10)$$

Разделим матрицу X , определенную формулой (6), на две части, состоящие из верхних k и нижних $N - k$ строк. Тогда,

$$n_{kj} = \sum_{t=1}^k x_{tj}, \quad (11)$$

$$n_{(N-k)j} = \sum_{t=k+1}^N x_{tj}, \quad (12)$$

$$n_j = \sum_{t=1}^N x_{tj} \quad (13)$$

будут представлять собой эмпирические частоты появления x_{tj} в верхней части столбца, состоящей из k наблюдений, в нижней — состоящей из $N - k$ наблюдений, и по всему столбцу соответственно.

Допустим, что

$$p_{1j} = p_{2j} = \dots = p_{kj} = p_{(N-k)j} = p_j \quad (14)$$

и

$$p_{(k+1)j} = p_{(k+2)j} = \dots = \quad (15)$$

$$= p_{Nj} = p_{(N-k)j} = p_j,$$

где p_{okj} и $p_{o(N-k)j}$ — вероятности появления $x_{tj} = 1$ в сериях из k и $N - k$ наблюдений в верхней и нижней части разбиения. Оценками для p_{okj} , $p_{o(N-k)j}$ и p_j будут величины

$$\hat{p}_{kj} = \frac{n_{kj}}{k}, \quad (16)$$

$$\hat{p}_{(N-k)j} = \frac{n_{(N-k)j}}{N-k}, \quad (17)$$

$$\hat{p}_j = \frac{n_j}{N}. \quad (18)$$

Нулевой гипотезе, определенной формулой (9) будет равносильна

$$H_0: p_{okj} = p_{o(N-k)j} = p_j \quad (19)$$

$$\text{для всех } k = 1, 2, \dots, N-1,$$

при множестве альтернатив

$$H_1: p_{okj} \neq p_{o(N-k)j} \quad (20)$$

$$\text{хотя бы для одного } k = 1, 2, \dots, N-1.$$

Для проверки H_0 , определенной формулой (19) можно воспользоваться отношением

$$\tau_{kj} = \frac{\hat{p}_{kj} - \hat{p}_{(N-k)j}}{\left[\hat{D}(\hat{p}_{kj}) + \hat{D}(\hat{p}_{(N-k)j}) \right]^{1/2}}, \quad (21)$$

где $\hat{D}(\hat{p}_{kj})$ и $\hat{D}(\hat{p}_{(N-k)j})$ — оценки дисперсий величин p_{kj} и $p_{(N-k)j}$ соответственно. Если проверяемая гипотеза H_0 верна, то τ_{kj} будет представлять собой значение случайной величины, распределенной приблизительно нормально с параметрами (0; 1). Тогда число

$$V_{kj} = \frac{(\hat{p}_{kj} - \hat{p}_{(N-k)j})^2}{\hat{D}(\hat{p}_{kj}) + \hat{D}(\hat{p}_{(N-k)j})}, \quad (22)$$

$k = 1, 2, \dots, N-1$

будет представлять собой значение случайной величины, распределенной приблизительно как χ^2 с одной степенью свободы. Таким образом, гипотеза H_0 принимается, если вычисленное значение $\frac{\max}{k} V_{kj}$ окажется меньше или равно допустимому $\chi_{q,1}^2$, соответствующему уровню значимости q и одной степени свободы.

Если же

$$\frac{\max}{k} V_{kj} > \chi_{q,1}^2, \quad k = 1, 2, \dots, N-1, \quad (23)$$

то гипотеза об однородности столбца с номером j отклоняется и принимается альтернатива H_1 , заключающаяся в том, что в нем содержится хотя бы одна граница.

Оценки дисперсий в формуле (21) определены следующими выражениями:

$$\hat{D}(\hat{p}_{kj}) = \frac{\hat{p}_j(1 - \hat{p}_j)}{k}, \quad (24)$$

$$\hat{D}(\hat{p}_{(N-k)j}) = \frac{\hat{p}_j(1 - \hat{p}_j)}{N-k}. \quad (25)$$

Выражение (22), используя формулы (24) и (25), можно записать в следующем виде:

$$V_{kj} = \frac{k(N-k)(\hat{p}_{kj} - \hat{p}_{(N-k)j})^2}{N\hat{p}_j(1 - \hat{p}_j)}. \quad (26)$$

Теперь рассмотрим обобщение решения нашей задачи на m -мерный случай. Ему соответствует нулевая гипотеза, определенная формулой (7), и альтернатива, определенная формулой (8). При условии независимости компонент, образующих строки матрицы (2), в качестве многомерного критерия для проверки гипотезы об однородности набора наблюдений X , определенного формулой (6), можно воспользоваться функцией

$$V_k = \sum_{j=1}^m V_{kj} = \sum_{j=1}^m \frac{k(N-k)(\hat{p}_{kj} - \hat{p}_{(N-k)j})^2}{N\hat{p}_j(1 - \hat{p}_j)}, \quad (27)$$

заданной на множестве значений $k = 1, 2, \dots, N-1$.

Если проверяемая гипотеза об однородности верна, то V_k будет представлять собой значение случайной величины, распределенной как χ^2 с m степенями свободы для всех $k = 1, 2, \dots, N-1$. Таким образом, гипотеза об однородности принимается, если

$$\frac{\max}{k} V_k \leq \chi_{q,m}^2 \quad (28)$$

и отклоняется при

$$\frac{\max}{k} V_k > \chi_{q,m}^2 \quad (29)$$

Если выполнено неравенство (28), то из этого следует, что последовательность (6) не содержит каких-либо границ и процедура анализа прекращается.

Если же

$$\frac{\max}{k} V_k > \chi_{q,m}^2,$$

то это значит, что последовательность (6) содержит хотя бы одну границу, которая проводится после строки, соответствующей $\max V_k$. Каждая из полученных двух частей последовательности (6) анализируется описанным методом отдельно. Процедура повторяется до тех пор, пока вся последовательность (6) не будет разделена на однородные части.

Заключительный этап — устранение ложных границ путем попарного сравнения смежных однородных групп с помощью критерия (27). Граница признается ложной, если гипотеза о равенстве наборов вероятностей для изучаемой пары принимается и, наоборот, существующей, если эта гипотеза отклоняется.

В практических приложениях вместо величины V_k , определяемой формулой (27), удобнее пользоваться величиной

$$\tau_k = \frac{V_k - m}{\sqrt{2m}}, \quad k = 1, 2, \dots, N-1, \quad (30)$$

которая, если проверяемая гипотеза верна, будет распределена приблизительно нормально со средним значением 0 и дисперсией, равной единице. Поэтому проверяемая гипотеза об отсутствии границ принимается, если $\frac{\max}{k} \tau_{kj} \leq t_q$ и отклоняется, ес-

ли $\frac{\max}{k} \tau_{kj} > t_q$, где t_q — критическое значе-

1. Распространение фораминифер в разрезе одной из скважин Усть-Балыкской площади

Номера проб	Виды фораминифер																											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
1	1	1	1	1										1	1	1	1								1			
2	1				1										1													
3					1									1														
4	1				1									1					1									
5	1				1									1				1	1									
6	1											1	1															
7	1		1	1																								
8	1	1			1									1					1									
9	1	1	1		1	1								1				1	1							1		
10	1				1									1				1										
11	1	1			1									1	1			1	1									
12	1	1	1	1		1	1		1				1	1				1	1				1			1		
13	1	1			1							1						1					1					
14	1	1			1						1	1											1	1				
15																												
16																												
17																												
18								1																			1	
19								1														1				1	1	1
20			1					1										1						1			1	
21								1																				1
22							1											1										
23	1	1																									1	
24																												
25																												
26	1	1									1																	
27																												
28	1	1									1							1			1					1	1	1
29	1	1	1					1																				1
30	1	1	1					1										1							1	1	1	
31	1																											

ние, соответствующее заданному уровню значимости q .

Ниже в качестве примера приведены результаты расчленения разреза одной из скважин Усть-Балыкской площади по фораминиферам.

Представленные в табл. 1 данные являются результатами анализа проб, отобранных из керна одной из скважин, пробуренных на Усть-Балыкской площади в интервале глубин от 2000 до 2349 м. Всего была проанализирована 31 проба, в каждой из которых фиксировалось наличие (1) или отсутствие (0) перечисленных ниже видов фораминифер. В таблице для удобства приведены только номера видов:

1 — *Haplophragmoides nonioninoides* R., 2 — *H. ex gr. nonioninoides* R., 3 — *H. grandis* (Rom), 4 — *H. ex gr. sibiricus* Z., 5 — *H. sp.* (мелкий), 6 — *Renervoides* sp., 7 — *R. obskoensis* Rom, 8 — *Haplophragmoides* sp., 9 — *H. ex gr. volabilis* R., 10 — *Ammobaculites ex gr. agglutinans* (Orb), 11 —

A. so., 12 — *Marginulina zaspelova* (Rom), 13 — *Trochammina* sp. (7—8 камер), 14 — *Tr. sp.* (4-5 камер), 15 — *Tr. sp.*, 16 — *Tr. ef. gyroidiniformis* M., 17 — *Tr. neocomina* Mjat., 18 — *Tr. ex gr. gyroidiniformis* Mjat., 19 — *Glomosoira multivoluta* (Rom), 20 — *Marginulina striatocostata* Reuss, 21 — *Lenticulina oaralellaeformis* (R), 22 — *L. ex gr. libera* (R), 23 — *L. gigantella* (Rom), 24 — *Trochammina ex gr. polimera* (Rub), 25 — *Saceamina* sp., 26 — *Saceamina* sp. 2, 27 — *Tr. oolimera* Dub, 28 — *Globulina oseudolaerima* Mjat.

Опробованные отложения представлены главным образом алевролитами с прослоями песчаников и глин. Микрофауна встречается в небольших количествах, так что использование системы баллов в виде полуколичественных показателей невозможно и приходится ограничиться только констатацией наличия или отсутствия особей каждого вида. Если бы данный разрез можно было охарактеризовать полуколичественными

2. Оценки вероятностей появления особей различных видов фораминифер в двух выделенных группах

Номер вида	Оценка вероятности по группам	
	1	2
1	0.93	0.41
2	0.50	0.41
3	0.29	0.12
4	0.50	0.00
5	0.50	0.00
6	0.14	0.00
7	0.07	0.12
8	0.00	0.35
9	0.14	0.00
10	0.07	0.06
11	0.14	0.00
12	0.14	0.00
13	0.21	0.00
14	0.57	0.00
15	0.14	0.00
16	0.07	0.00
17	0.50	0.24
18	0.43	0.00
19	0.07	0.00
20	0.00	0.06
21	0.00	0.06
22	0.21	0.00
23	0.07	0.00
24	0.00	0.06
25	0.21	0.12
26	0.00	0.41
27	0.00	0.24
28	0.00	0.12

показателями, то для его расчленения можно было бы использовать метод, описанный в работе Д. А. Родионова (1981). В нашем случае мы вынуждены применить описан-

ный выше метод. Судя по набору видов микрофауны, мы имеем дело с отложениями верхнего воланжина и нижнего готерива. Установление границы между этими отложениями является одной из задач исследования.

В результате проведенных вычислений оказалось, что при уровне значимости $q = 0,001$, которому соответствует критическое значение $t_{0,001} = 3$, разрез был разделен на две части, причем граница проходит между образцами 14 и 15. На этой границе вычисленное значение $\frac{\max}{k} \tau_{kj} = 7,34$, что существенно превышает критическое 3,00 при уровне значимости 0,001. Таким образом, все пробы, начиная с 15 и ниже относятся к верхнему воланжину, а все пробы, расположенные выше — к нижнему готериву.

В табл. 2 даны оценки вероятностей появления особей изученных видов фораминифер в каждой из выделенных групп.

Кроме описанных вычислений была проведена повторная проверка гипотезы об однородности (табл. 1) с последующим поиском границ при уровне значимости $q = 0,056$ при $t_{0,05} = 1,96$. Цель проверки — поиски более слабых границ в отложениях верхнего воланжина и нижнего готерива между фаунистическими горизонтами и зонами. В итоге были получены те же результаты. Это свидетельствует о невозможности расчленения двух выделенных стратиграфических подразделений на более дробные по имеющимся данным.

Следует отметить, что данный пример выбран специально для более наглядной иллюстрации. Данный метод можно использовать при поисках границ в любых геологических ситуациях, когда результаты качественных многомерных наблюдений располагаются на линии.

УДК 551.761

© А. Н. Олейников, Г. М. Романовская, 1993

Межрегиональная корреляция континентальных триасовых отложений России

А. Н. ОЛЕЙНИКОВ, Г. М. РОМАНОВСКАЯ (ВСЕГЕИ)

Континентальные образования играют значительную роль в общем составе развитых на территории России и сопредельных с ней стран отложений триасового возраста. При этом триасовые экосистемы наземных бассейнов не содержат остатков организмов, которые за исключением позвоночных традиционно считались бы ортостратиграфиче-

скими. Эта ситуация, типичная для континентальных образований большинства докайнозойских геологических систем, издавна является причиной скептического отношения к возможностям установления точной возрастной датировки континентальных отложений, соизмеримой с детальностью расчленения их морских аналогов.

Действительно, для континентальных отложений триасового возраста до настоящего времени не имеется биостратиграфических стандартов, позволяющих осуществлять расчленение и корреляцию разрезов с той же степенью надежности, которая принята при стратификации морских отложений. Тем не менее, и для континентальных образований могут быть определены устойчивые биостратиграфические эталоны и ряд групп фауны, значение которых ранее недооценивалось, что позволяет осуществлять не менее детальное расчленение разрезов, чем это имеет место в шкалах, установленных для районов развития отложений морского происхождения.

Значительный материал, накопленный к настоящему времени по отдельным регионам, позволяет придти к заключению о реальности решения этой задачи. Серьезные разработки стратиграфических шкал, выполненные для территории России, являются показательными примерами успешных действий в этом направлении. Не менее представительный материал имеется и по другим регионам.

В качестве опорных разрезов целесообразно избрать последовательности триасовых отложений, развитые в Московской синеклизе и Южном Предуралье, а также на Восточном Таймыре и в Западном Верхоянье, где континентальные образования переслаиваются с морскими, содержащими остатки амmonoидей и двустворчатых моллюсков, позволяющими обосновать привязку этих отложений к зональной шкале бореального стандарта. Отложения континентального генезиса в этих районах обычно охарактеризованы обширным комплексом пресноводной фауны и наземной флоры. Это создает надежные предпосылки к разработке критериев корреляции морских и континентальных образований и позволяет поставить вопрос о введении в практику региональных исследований понятия о корреляционных реперах разнофациальных отложений.

В дополнение к названным регионам были проанализированы разрезы Полярного Предуралья, Печорской синеклизы, Прикаспийской впадины, Восточного Урала (Челябинский и Апохинский грабены), Западно-Сибирской низменности (Тюменский и Омский районы), Средней Сибири (Тунгусский и Кузнецкий бассейны; Вилуйская синеклиза), Южного Приморья, в качестве сравнения использованы данные по территориям Прибалтики, Беларуси, Украины.

В рассмотрение включены материалы проведенных МСК Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по Восточно-Европейской платформе (1982), Уралу (1980, 1990), Западной Си-

бири (1990), Средней Сибири (1978, 1981, 1990), Забайкалью и Дальнему Востоку (1990), а также публикации по конкретным вопросам геологии избранных регионов:

Московская синеклиза	В. Р. Лозовский, 1984, 1992; И. В. Новиков, В. Р. Лозовский, 1990
Южное Предуралье	В. П. Твердохлебов, 1970, 1976
Полярное Предуралье	В. П. Горский, 1960; И. З. Калантар, 1980; Ф. И. Енцова, И. З. Калантар, 1972, 1974; В. И. Чалышев, Л. И. Варюхина, 1966; С. А. Чирва, 1987
Прикаспийская впадина Печорская синеклиза	В. В. Липатова и др., 1982 О. П. Ярошенко, Л. П. Голубева, И. З. Калантар, 1991
Восточный Таймыр	А. С. Дагис, А. И. Казаков, 1984; А. Ю. Егоров, Л. И. Куликова, 1989; Н. А. Шведов, 1951, 1957; Л. И. Шешегова, 1989
Западное Верхоянье Вилуйская впадина	И. С. Грамберг и др., 1961 Л. Д. Петрова, Г. Ф. Скрипина, 1980
Тунгусский бассейн	Н. К. Могучева, 1973, 1978, 1980, 1982, 1986; И. А. Добрускина, Н. К. Могучева, 1987; В. В. Круговых, 1978; Е. К. Обоничкая, 1986
Кузнецкий бассейн	И. Ю. Неуструева, 1978; А. А. Курбатова, 1971
Восточный Урал	А. И. Киричкова, 1990; В. И. Тужикова, 1985; В. И. Тужикова, А. Н. Курбежкова, 1973
Западно-Сибирская низменность Южное Приморье	С. А. Климко, 1986; В. В. Липатова и др., 1985 А. Н. Олейников, Е. Б. Павская, 1978, 1987, 1989; С. А. Шорохова, 1975

Анализ органических остатков, содержащихся в отложениях континентальных фаций триасового возраста, показывает, что главную роль среди них играют остатки позвоночных и растения (листовые отпечатки и мiosпоры). Таксономический состав дает возможность осуществить межрегиональную корреляцию осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, а наличие морских реперов позволяет уточнить возрастные датировки и обосновать привязку этих отложений к ярусным подразделениям общей стратиграфической шкалы.

Принятое в предлагаемых корреляционных схемах (табл. 1, 2) расположение колонок, соответствующих основным регионам развития континентальных образований, отступает от традиционного принципа и определяется задачей наиболее компактного изложения материала.

Нижний триас. В пределах европейской части России наиболее полно охарактеризован разрез континентального триаса Московской синеклизы. Здесь, а также на тер-

Отдел	Верхний	Московская синеклиза				Южное Предуралье		Полярное Предуралье		Прикаспийская впадина	Печорская синеклиза			
						Бельская впадина	Большесынинская впадина	Коротайхинская впадина	Большесынинская впадина					
Верхний	Верхний					Слои с <i>Riccisporites tuberculatus</i> 60 м	Коротайхинская свита	Коротайхинская свита	Миняйская свита СВ В(к), Рl SP до 400 м	Кусанхударский горизонт SP	Нарьянмарская свита Рl, SP			
						Слои с <i>Kurtomisporis speciosus</i> до 100 м				Хобдинский горизонт SP				
						Слои с <i>Ovalipollis lunzensis</i> до 140 м				Акуамынский горизонт SP				
						Букобайская свита Т, Р, Рl, SP				Сынинская свита Рl, SP до 550 м		Мастексайский горизонт О, SP	до 430 м	
Средний	Средний					Арабачская свита Sp до 85 м	Нядейтинская свита Т, Ph, Рl, SP	Нядейтинская свита Т, Ph, Рl, SP	Керьямаельская свита Т, Р, В(к), Ph, SP до 250 м	Индерский горизонт Т, Ch, Ph, О, SP	Ангуранская свита Рl, SP			
						Донгузская свита до 100 м				Эльтонский горизонт Т, Р, Ch, О, SP		до 140 м		
										Верхняя подсвита Т, Ph, SP		Краснокаменская свита Т, Р, Ph, SP до 250 м	Харалейская свита Т, Р, Ph, SP	до 110 м
										Средняя подсвита Т, Ph, SP		Баскунчакский горизонт В(м), Т, А, Ch, О, SP	Чаркабожская свита Т, Р, О, SP	до 200-300 м
Нижний	Нижний					Лестаншорская свита	200-500 м	Бызовская свита Т, Р, Ph, SP до 525 м	Ершовский горизонт Ph, О, Ch, Sp	Чаркабожская свита Т, Р, О, SP				
						Копанская свита Т, Ph до 590 м	Нижняя подсвита Ph, SP до 130 м	Усть-Березовская свита Ph, SP до 300 м						

Отдел		Верхний				Средний				Нижний				Ярус	Рэг	Восточный Таймыр	Западное Верхоянье	Вилюйская впадина	Тунгусский бассейн
		Карный		Ладинский		Анизийский		Оленекский		Индский									
		Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний						

Кузнецкий бассейн	Восточный Урал	Западно-Сибирская низменность		Южное Приморье
		Тюмен. район	Омский район	
	Коркинская свита B(k),Pl,Sp до 1000м			Надмонотисовая толща до 800м
	Козыревская свита B(k),Pl,SP			Перевознинская свита B(m) до 150м
	350-700м			Слои с Monotis scutiformis Pl до 400м
	Калачевская свита B(k),Pl			Песчанкинская свита B(m) до 300 м
	до 700м			Садгородская свита A(m),B(m) до 700м
				Кипарисовская свита Ph Pl 100-600м
Яминская свита	SP Pl	Войновская свита SP	Омская свита Pl SP SP	Pl
625 м	SP Ph			
Сосновская свита		SP		
Ph,I,Pl			Новоомская свита SP	Pl
565 м		Ярская свита SP		
Рябокаменные слои I,O,Pl,SP 120-150м	Бичурская свита SP			Морские отложения A,B(m),Br
Кедровские слои B(k),O,Ak,Pl,SP 75-150м		Pl	700м	
Барсучинские слои O,Pl,SP 75-150м	1100м		1600м	
Тараканихин- ские слои O,Ph,B(k) Pl,SP 5-40м	Биткуевская свита Ph, Pl, SP			

ритории Мезенской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы выделяются шесть горизонтов (снизу—вверх): вохминский, рыббинский, слудкинский, усть-мыльский, федоровский и гамский (В. Р. Лозовский, 1992). Нижние четыре горизонта, охарактеризованные неорахитомной фауной тетрапод и единым комплексом дипной, объединены в ветлужский надгоризонт; верхние два — в яренский надгоризонт.

И н д с к и й я р у с . К этому ярусу в Московской синеклизе могут быть отнесены образования вохминского горизонта, содержащие остатки *Tupilacosaurus*, дипной *Gnathorhiza triassica*, конхострак *Vertexia tauricornis*, харофитов комплекса *Vladimiriella wetlugensis* — *Altochara continua*, раннетриасовых остракод и комплекса миоспор, сопоставляемого с комплексами из низов триаса, известными из других районов Восточно-Европейской платформы и из отоцерасовых слоев Восточной Гренландии.

В Южном Предуралье к вохминскому горизонту отнесена копанская свита, позволяющая дополнить палеонтологическую характеристику отложений этого возраста определениями конхострак — *Pseudestheria putjatensis* N o v., *Ps. sibirica* N o v., *Ulugkemia uralensis* M o l.

На территории Полярного Предуралья к индскому ярусу на основании палинологических данных и находок конхострак могут быть условно отнесены образования нижней подсвиты лестаншорской свиты (Коратаинская впадина) и усть-березовская свита (Большесынинская впадина). Синхронным этим отложениям является ершовский горизонт Прикаспийской впадины и, возможно, нижняя часть чаркабожской свиты Печорской синеклизы, охарактеризованная остатками тетрапод и комплексом миоспор с *Pechorospirites disertus*.

На смежных европейских территориях к индскому ярусу относятся нямунская свита Польско-Литовской синеклизы, дроновская свита (Украина), а также дудичская и корневская свиты (Беларусь).

На Восточном Таймыре и в других мезозойских прогибах Сибирской платформы индский возраст континентальных отложений устанавливается по их положению в разрезе между пермскими толщами, охарактеризованными кордаитовой флорой и остатками колымий, и нижнеоленекскими морскими образованиями.

По латерали отложения этого возраста составляют улахан-юряхский горизонт, объединяющий одноименную свиту Лено-Оленекского междуречья, кешинскую и цветково-мысскую свиты Восточного Таймыра, нежделинскую и таганджинскую свиты Западного Верхоянья и Вилуйской синеклизы, а

также сюрбеляхскую свиту Северного Верхоянья.

Вышеперечисленные образования представлены чередованием морских, лагунных и континентальных отложений, охарактеризованных остатками аммоноидей, относящихся к роду *Koninkites*, морских гастропод, конодонтов и фораминифер, наряду с которыми широко распространены остатки конхострак, наземных растений и комплексы миоспор, позволяющие осуществить двучленное деление индских образований. К рассматриваемому возрастному уровню относятся также тутончанская свита и одноименный горизонт (Тунгусский бассейн), а также тараканихинские и барсучинские слои мальцевской свиты Кузбасса.

Правомерность корреляции улахан-юряхского и тутончанского горизонтов подтверждается сходством флористических комплексов, близостью таксономического состава комплексов миоспор, а также присутствием в низах кешинской свиты Восточного Таймыра и тутончанской свиты Тунгусского бассейна вида-индекса харофитовой зоны *Vladimiriella karpinskyi*. Находки этого вида позволяют сопоставить данные отложения с одновозрастными образованиями европейской части России.

На Восточном Урале континентальные отложения триасового возраста начинаются биткуевской свитой, которая по положению в разрезе может быть соотнесена со средней частью индского яруса. Возможно, к индскому ярусу относятся также низы бичурской и анохинской свит. Однако последнее утверждение не может считаться доказанным однозначно, и не исключено, что эти свиты могут иметь более молодой возраст.

В Южном Приморье индский ярус представлен морскими отложениями, содержащими остатки аммоноидей.

О л е н е к с к и й я р у с . В Московской синеклизе устанавливаются отложения ниже- и верхнеоленекского подъярусов. Первый из них представлен тремя горизонтами — рыббинским, слудкинским и усть-мыльским, входящими в состав ветлужского надгоризонта.

Рыбинский горизонт объединяет отложения, содержащие бентозуховую группировку неорахитомной фауны тетрапод, остатки раннетриасовых остракод и комплекс растительных остатков и миоспор с *Pleuromeia rossica*. Слудкинский горизонт представляет собой отложения, содержащие ветлугазавровую группировку неорахитомной фауны тетрапод, остатки раннетриасовых остракод и комплекс харофитов *Porochara triassica* — *Auerbachichara baskuntschakensis*. Усть-мыльский горизонт, венчающий разрез нижнеоленекских образований, охарактер-

ризован группировкой *Vyborosaurus*—*Angusaurus* ветлугазавровой фауны, «березниковским» комплексом дипной и раннетриасовыми остракодами. Верхнеоленецкий подъярус представлен в Московской синеклизе яренским надгоризонтом, включающим два горизонта — фedorовский и гамский.

Первый охарактеризован остатками тетрапод *Tsylmosuchus* паротозуховой фауны и «раннебаскунчакским» комплексом дипной и проколофонид; второй — отложениями, включающими группировку *Vytshegdosuchus* паротозуховой фауны, позднебаскунчакский комплекс дипной и позднеоленецкий комплекс спор и пыльцы.

К нижнеоленецкому подъярису на территории европейской части России относятся также старицкая и кзылсайская свиты Южного Предуралья, бязовская свита и средне-лестаншорская подсвита Полярного Предуралья и верхняя часть чаркабожской свиты Печорской синеклизы.

Верхнеоленецкий подъярус представлен в Южном Предуралье петропавловской свитой, в Полярном Предуралье — верхней подсвитой лестаншорской свиты (Кортаихинская впадина) и краснокаменской свитой (Большесынинская впадина), а в Печорской синеклизе — харалейской свитой, охарактеризованной палинокомплексом с *Aratrisporites robustus*—*Verrucosisporites pseudomorulae*.

На территории Прикаспийской впадины оленецким ярусом датируется баскунчакский горизонт, содержащий остатки позвоночных, двустворчатых моллюсков, остракод, харовых водорослей *Porochara triassica* и комплекса миоспор с *Densoisporites nejburgil*. Возрастные аналоги оленецких отложений прослеживаются также на Украине — нижняя (радченковская) подсвита серебрянской свиты, в Беларуси — мозырская свита и в Прибалтике — верхняя часть пурмальской серии (нижний оленек) и надрувская серия (верхний оленек).

В азиатской части России оленецкие отложения представлены как морскими, так и континентальными фациями. На Восточном Таймыре в основании оленецких отложений располагается восточно-таймырская свита, верхняя возрастная граница которой, судя по присутствующим здесь органическим остаткам, должна быть проведена внутри верхнеоленецкого подъяруса. Сходное стратиграфическое положение занимает мономская свита, прослеживаемая в Западном Верхоянье и Вилюйской синеклизе. В Тунгусском бассейне к раннеоленецкому возрасту могут быть отнесены учамская и бугариктинская свиты, объединяемые в двурогинский горизонт. В Кузнецком бассейне с уровнем двурогинского горизонта могут

быть сопоставлены кедровские и рябокаменские слои мальцевской свиты.

Верхнеоленецкие отложения, охарактеризованные аммоноидеями, морскими двустворками, конодонтами, а также остатками конхострак, растений и комплексом миоспор с *Nevesisporites limatulus*, представлены на Восточном Таймыре (ыстанахская и прибрежнинская свиты). В Западном Верхоянье им синхронна сыгынканская свита, в Вилюйской впадине, возможно, — низы тунгурской свиты. Позднеоленецкий возраст, по-видимому, имеют также нижние слои нидымской свиты Тунгусского бассейна и сосновской свиты Кузбасса. На протяжении оленецкого века, по всей вероятности, происходило также формирование некоторой части разреза бичурской и анохинской свит Восточного Урала, а также ярской и новомоской свит Западно-Сибирской низменности.

Средний триас. В среднем триасе площади распространения континентальных образований существенно сокращаются. В европейской части России достаточно полные разрезы отложений этого возраста представлены в Прикаспийской впадине и Южном Предуралье. На площади Печорской синеклизы к среднему триасу в целом отнесена ангуранская свита. На смежных европейских территориях среднетриасовые отложения представлены — на Украине верхней (миргородской) подсвитой серебрянской свиты, а в Беларуси калинковичской и наровлянской свитами, которые могут быть отнесены к анизийскому и ладинскому ярусам соответственно. В Приморье средний триас представлен морскими отложениями.

А н и з и й с к и й я р у с. В Прикаспийской впадине по комплексу органических остатков, позволяющих осуществить корреляцию с морскими отложениями Европы и Зауралья, к этому ярусу относится эльтонский горизонт, объединяющий две остракодовые зоны — *Darwinulla lauta* и *Lutkivichinella brutanae*. К основанию горизонта приурочено значительное обновление таксономического состава остракод и харофитов. Присутствующий здесь комплекс миоспор дает возможность сопоставить эти отложения с арабачской свитой Московской синеклизы, донгузской свитой Южного Предуралья и нижними частями разрезов нядейтинской и керьямаельской свит Полярного Предуралья.

На Восточном Таймыре прослой пород континентального генезиса, охарактеризованные комплексом миоспор, присутствуют среди морских отложений нижней подсвиты моржовской свиты, содержащих анизийские аммоноидеи. Верхняя подсвита названной свиты содержит остатки аммоноидей, харак-

терных для верхнеанизийского подъяруса. В Западном Верхоянье к анизийскому ярусу относится нижняя подсвита толбонской свиты, представленная чередованием континентальных образований и отложений морского мелководья. В Тунгусском бассейне континентальные анизийские отложения представлены верхней частью нидымской свиты, а также кочечумской и ямбуханской свитами, входящими в состав пугоранского горизонта. В Кузнецком бассейне к анизийскому ярусу отнесена верхняя часть сосновской свиты и условно яминская свита, не содержащая палеонтологических остатков.

В Тюменском районе Западно-Сибирской низменности к этому возрастному уровню отнесены верхняя часть ярской и низы войновской свит, а в Омском районе аналогом рассматриваемой части разреза является верхняя часть новоомской свиты, которая по составу спорово-пыльцевых комплексов может быть сопоставлена также с анизийскими отложениями Лено-Оленекского междуречья.

Л а д и н с к и й я р у с. К ладинскому ярусу на площади Прикаспийской впадины относятся индерский, включающий две остракодовые зоны — *Glorianella inderica* и *Pulviella aralsorica*, а также мастексайский с остракодовой зоной *Gemmanella schweyeri* горизонт; в Южном Предуралье — букобайский горизонт в объеме одноименной свиты, а в Полярном Предуралье — верхние части разрезов нядейтинской и керьямаельской свит и, возможно, низы перекрывающих эти стратона коротаихинской и сынинской свит.

На Восточном Таймыре к ладинскому ярусу отнесены нижняя и средняя подсвиты кульдиминской свиты. В Западном Верхоянье ладинской можно считать значительную часть разреза верхней подсвиты толбонской свиты, для самых верхов которой нельзя исключить возможность позднеэриасового возраста. На Восточном Урале континентальные ладинские образования составляют верхнюю часть бичурской и анохинской свит. А на территории Вилуйской впадины на протяжении ладинского века происходило формирование тулурской свиты, которое завершилось, по-видимому, уже в позднем триасе. Аналогично положение верхней границы войновской и омской свит, образование которых началось на площади Западно-Сибирской низменности еще в среднем триасе.

Верхний триас. В это время площади континентального осадконакопления продолжают сокращаться. В Полярном Предуралье, возможно, сохраняются прежние бассейны седиментации, существовавшие еще в ладинское время. В Коротайхинской впадине на протяжении карнийского и но-

рийского веков продолжают формироваться отложения коротаихинской свиты. В Большесынинской впадине в карнии завершается образование сынинской свиты, а в норийском веке отлагаются осадки мишайгской свиты. По-видимому, не выходит за пределы карнийского—норийского возраста нарьянмарская свита Печорской синеклизы. И только на площади Южного Предуралья и Прикаспийской впадины представлены отложения, относящиеся ко всем трем ярусам верхнего триаса. На азиатской территории все ярусы верхнего триаса представлены только в пределах Восточного Урала, Западного Верхоянья и Южного Приморья.

К а р н и й с к и й я р у с. В Южном Предуралье к карнийскому ярусу отнесены слои с *Ovalipollis lunzensis* — *Lycopodiacidites kuepperi* — *Polypodites cladophleboides*; в Полярном Предуралье — средняя часть коротаихинской и верхняя часть сынинской свит. На территории Прикаспийской впадины карнийским ярусом датируются образования акмамыкского горизонта, в Печорской синеклизе — низы нарьянмарской свиты, на Восточном Таймыре — верхняя подсвита кульдиминской свиты, осипайская свита, а также нижняя и средняя подсвиты и низы верхней подсвиты немцовской свиты.

Из верхнекульдиминской подсвиты известны растительные остатки, позволяющие сопоставить эти отложения с верхней подсвитой калачевской свиты Восточного Урала, и палинокомплекс с *Duplexisporites* и *Lycopodiacidites kuepperi*, характерный для карнийских отложений. Осипайская свита представляет собой морской репер, содержащий остатки аммоноидей и двусторчатых моллюсков, характерных для зон *Protrachyceras omkutchanicum* и *Neoprotrachyceras seimkanensis*, и палинокомплекс, аналогичный верхнекульдиминскому. Нижняя подсвита немцовской свиты содержит остатки аммоноидей — *Discophyllites taimyrensis*, средняя — остатки морских двустворок. Остатки растений и палинокомплекс, свидетельствующие о норийском возрасте, найдены в средней части верхненемцовской подсвиты, в связи с чем ее нижняя часть условно отнесена к карнию.

В Западном Верхоянье к карнийскому ярусу условно отнесена хедаличенская свита, в Вилуйской впадине — верхи тулурской свиты; на площади Западно-Сибирской низменности — верхние части разрезов войновской и омской свит. Континентальные отложения рассматриваемого уровня, развитые в Южном Приморье, имеют в качестве верхней границы морской репер, позволяющий датировать встреченный здесь комп-

лекс растительных остатков (кипарисовская и садгородская свиты) верхним карнием.

Н о р и й с к и й я р у с. В Южном Предуралье отложения этого яруса представлены слоями с *Kyrtonisporis speciosus* — *Dictyophyllum vulgare* — *Concavisporites*. На площади Полярного Предуралья к норийскому ярусу отнесены верхняя часть коротаихинской свиты (одноименная впадина) и мишайгская свита (Большесынинская впадина), в Печорской синеклизе — верхи нарьянмарской свиты, в Прикаспийской впадине — хобдинский горизонт. С этими отложениями может быть сопоставлена верхняя часть протопивской свиты, установленной на Украине. Нижняя подсвита названной свиты должна быть отнесена в этом случае к карнийскому ярусу.

На Восточном Урале норийский возраст имеет козыревская свита, на Восточном Таймыре — верхняя часть верхней подсвиты немцовской свиты, а также вышележащая тулурская свита, из которой палеонтологические находки неизвестны. В Западном Верхоянье к норийскому ярусу отнесена муосучанская свита, охарактеризованная комплексом растительных остатков, который сопоставим с норийской «гаражовской» флорой Северо-Западного Донбасса.

В Южном Приморье континентальные отложения, охарактеризованные представительным комплексом растительных остатков, привязаны к морским отложениям, что позволяет датировать их достаточно точно и отнести к среднему норию (зона *Monotis scutiformis*, эпиболь *M. pinensis*).

Рэтский ярус. Распространенность отложений этого возраста весьма ограничена. На европейской территории России к ним относятся слои с *Riccisporites tuberculatus* — *Cornutisporites seebergensis* — *Triancoraesporites ancorae* Южного Предуралья и кусанкудукский горизонт Прикаспийской впадины.

На смежных территориях в Припятской впадине и Польско-Литовской синеклизе к этому возрасту относятся валавская и нидская свиты. Последняя содержит комплекс спор и пыльцы, позволяющий сопоставить эти отложения с рэтом Германского бассейна.

На Украине к рэту отнесена новорайская свита с богатым комплексом растительных

остатков, спор и пыльцы, на азиатской территории России — нижняя часть кыбытыгасской свиты Западного Верхоянья и надмонотисовые слои Южного Приморья. В нижней части кыбытыгасской свиты встречен комплекс двустворчатых моллюсков, включая рэтский зональный вид *Tosapecten efimovae*. Из верхов свиты определены многочисленные остатки папоротников и единичные *Boristenia*, известные из позднепериодической флоры северо-западной окраины Донбасса, и геттангские (?) морские двустворки. Рэтский возраст надмонотисовых слоев Приморья определяется по их стратиграфическому положению в разрезе.

Кроме того, на Восточном Урале к рэту условно отнесена коркинская свита. Однако, судя по составу комплексов растений и миспор, не исключена возможность лейасового возраста этих отложений.

Таким образом, можно констатировать, что задача привязки стратонтов, устанавливаемых в континентальных отложениях триасового возраста, к подразделениям общей стратиграфической шкалы принципиально разрешима. Возможная предварительная схема такой привязки на уровне отделов, ярусов и подъярусов и межрегиональной корреляции континентальных триасовых отложений европейской и азиатской частей России представлена в табл. 1 и 2.

Возрастная привязка континентальных образований осуществлялась к ярусной стратиграфической основе, разработанной Комиссией по триасовой системе Межведомственного стратиграфического комитета СССР (Общая шкала триасовой системы СССР, 1984).

Очередными задачами на современном этапе исследований являются палеобиогеографическое районирование территории Евразии и установление комплексных критериев, которые позволили бы обеспечить расчленение и корреляцию континентальных образований на уровне ярусов и подъярусов в межрегиональном масштабе и на уровне зон внутри регионов.

Предложенная методика может быть применима при построении схем корреляции континентальных образований и других систем фанерозоя.

Геокинематика

Л. И. ЧЕТВЕРИКОВ (Воронежский университет)

Есть одна область явлений, которая в сущности лежит в основе всего естествознания.... Это пространственная геометрическая основа всех земных материальных и энергетических проявлений.
В. И. Вернадский, т. 2, с. 159

Бросок камня и выстрел снаряда имеют разную материально-энергетическую основу. Несмотря на это, траектория их полета одинакова и подчиняется общим законам кинематики. Подобное наблюдается и у геологических тел. Для россыпи и вытянутой гидротермальной жилы характерна трехосная анизотропия внутреннего строения [7]. В том и другом случае они оказываются наиболее выдержанными в направлении вытянутости и наиболее изменчивыми по мощности. При этом чем больше вытянутость данных тел, тем значительней их анизотропия.

Возникает вопрос, что общего в генезисе россыпи и гидротермального тела, обусловивших подобное геометрическое сходство их формы и строения? Ответ на этот вопрос нельзя найти в материально-вещественной стороне их генезиса, настолько она различна. И лежит он в геометрической основе их генезиса. Отсюда следует, что формирование и того, и другого геологического тела происходило при наличии потока вещества и направленного действия силы тяжести, т. е. имеет место сходная основа геометрии (кинематика) их генезисов (рисунок).

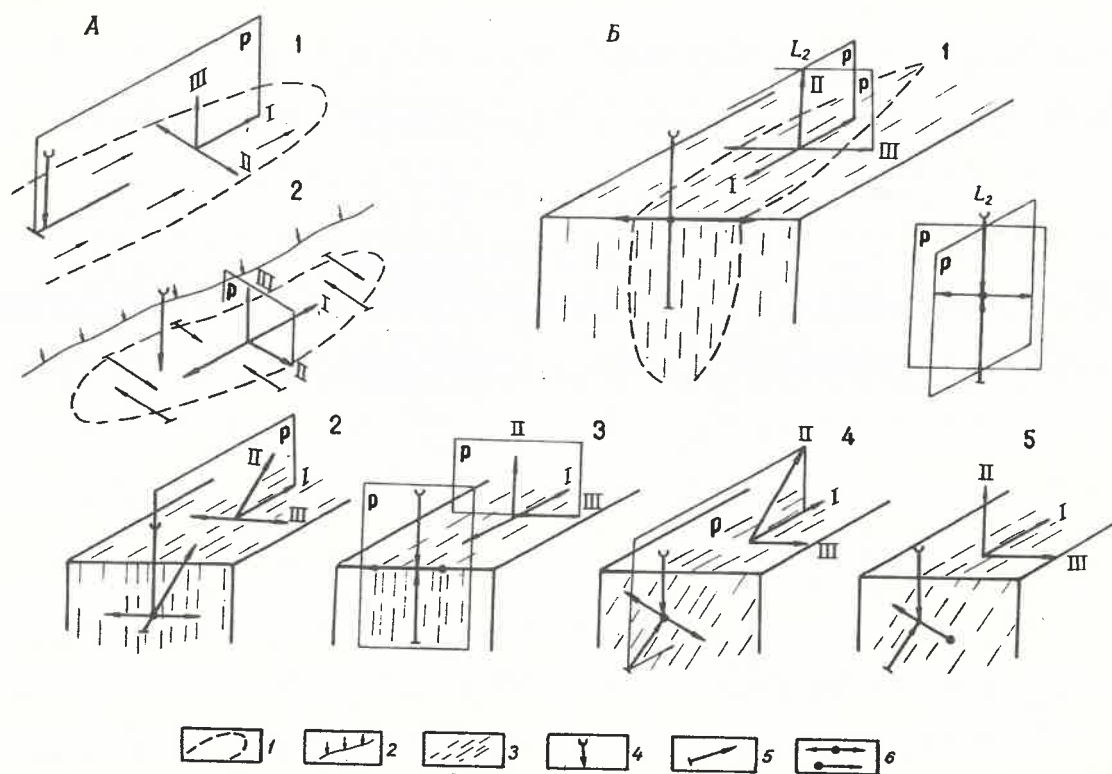
К более подробному рассмотрению данного примера мы еще вернемся, а пока остановимся на истории вопроса и сформулируем основные положения геокинематики.

Начало геометрическому анализу недр положил П. К. Соболевский [5], введя понятия «геохимическое поле», «геохимический поток и поле» и разработав особый математический аппарат операции с «топографическими поверхностями», позволяющий осуществлять геометрический анализ «геохимических полей». В дальнейшем развитие идей П. К. Соболевского идет по пути их формально-прикладного применения для geometrization месторождений полезных ископаемых. В результате трудов многих ученых возникла научно-техническая дисциплина «геометрия недр» [1].

В конце 40—60-х годов появляется ряд работ, посвященных использованию аппа-

рата симметрии при изучении различных природных объектов. В первую очередь, это работы В. И. Вернадского [2] по симметрии материальных и энергетических проявлений; Д. В. Наливкина [4] по криволинейной симметрии; И. И. Шафрановского [10] по статистической симметрии и А. В. Шубникова [12] по симметрии векторов и тензоров, а также работы [2, 6, 11, 13], посвященные применению «универсального принципа симметрии» П. Кюри [3]. Первой работой в области геокинематики следует признать исследование И. И. Шафрановского [9] по взаимоотношению между реальной формой кристалла и геометрией среды образования. Затем появилась монография Л. И. Четверикова [7], в которой вводились понятия «симметрия анизотропии окружающей среды» и «симметрия кинематики перемещения вещества» и на этой основе делалась попытка вывести теоретически «возможные варианты систем механизма генезиса тел полезных ископаемых». Из дальнейших работ следует обратить внимание на исследования, проводимые в 70—80-е годы К. Ф. Ермолаевым по geometrization генезиса Оленегорского полиметаллического месторождения. В настоящее время представляют интерес работы А. И. Кривцова по геометрическому (векторному) моделированию строения и генезиса рудных месторождений.

Таким образом, намечилось новое научное направление в геологии — геокинематика [8], изучающее геометрические основы морфологии, строения и генезиса геологических объектов (тела, образования, явления и процессы). В эмпирической части данное направление использует математический аппарат геометрии недр [1], и в частности аппарат изолиний и векторно-градиентного выражения geometrized параметров [5]. В теоретической части геокинематика основывается на понятиях природной симметрии и диссимметрии в трактовке П. Кюри [3] и В. И. Вернадского [2]. «Я рассматриваю симметрию, — писал В. И. Вернадский, — согласно П. Кюри, как



Схемы геометрии и генезиса русловой (А, 1) и береговой (А, 2) россыпи и гидротермального рудного тела (В, 1—5):

1 — контуры тел; 2 — береговая линия; 3 — разделение трещин в тектонической зоне; 4 — вектор силы тяжести; 5 — вектор потока; 6 — тензор и вектор анизотропии проницаемости (трещиноватости) тектонической зоны; P — плоскость симметрии; L_2 — ось симметрии второго порядка; I, II, III — оси анизотропии формирующегося рудного тела

состояние физико-химического пространства. Она отвечает природной геометрии. Только научным изучением симметрии можно выделить, какие геометрические пространственные состояния могут на Земле встречаться» (т. 2, с. 166). При таком подходе к симметрии элементами симметрии могут обладать не только геометрические фигуры, но и различные свойства геологических объектов. Для описания геометрической упорядоченности этих свойств наиболее подходит аппарат симметрии векторов и тензоров [13]. Отсутствие строгой геометрической упорядоченности в строении геологических объектов обуславливает необходимость применения в геокинематике статистического подхода к симметрии [10], когда, например, симметрия конкретно геологической структуры фиксируется не по отдельным строго упорядоченным элементам, а статистически в общем для всей структуры, а также использования понятия «криволинейной симметрии» [4].

Причинно-следственные отношения определяются согласно универсальному принципу симметрии П. Кюри [3], реализация которого в рамках геокинематики позволяет определить следующие ее постулаты.

1. Геометрия геологического объекта, выраженная в элементах симметрии, соответствует «характеристической симметрии» геометрии его генезиса или одной из подгрупп последней. По П. Кюри, «характеристическая симметрия» есть максимальная симметрия, совместимая с существовавшим явлением [т. 2, с. 101].

2. Если генезис определяется действием ряда факторов, каждый из которых имеет свою геометрию, в характеристической симметрии генезиса сохраняются только те элементы симметрии, которые оказываются общими для геометрии всех факторов.

3. Комбинации генетических факторов разной геометрии (симметрии) могут давать одинаковые геометрии (характеристические симметрии) генезисов геологических объектов.

4. Генетические факторы разной природы могут иметь одинаковые элементы симметрии, т. е. одну и ту же геометрию; геологические объекты разной природы — одинаковую геометрию (симметрию своего строения) и, наоборот, объекты одинаковой природы — разную геометрию, что предопределяет наличие конвергенции и дивергенции в геологии.

5. Геометрия генезиса не сказывается на

вещественно-материальном составе и строении геологических образований. Она влияет на внутреннюю структуру и основную первичную форму этих образований, обуславливая наличие связи между ними.

Формализованно, в самом общем, упрощенном виде модель генезиса геологического объекта представляется как результат действия генетических процессов в генетической среде. Геометрию генетической среды можно выразить в форме геометрии анизотропии ее свойств, непосредственно влияющих на ход генезиса геологического объекта. Предварительно намечается семь возможных теоретических групп симметрии анизотропии у генетической среды [7].

Сложнее с симметрией как самих генетических процессов, так и генетических факторов, действовавших на эти процессы. Данная проблема требует еще решения в рамках геокинематики.

Не совсем ясно и то, как происходит наложение друг на друга геометрий отдельных составляющих в рамках одной генетической системы. Это вторая проблема геокинематики, которую предстоит еще решить. Пока можно лишь констатировать, что часто направление действия генетических процессов согласуется с направлениями анизотропии генетической среды.

В случае положительного решения этих двух проблем можно будет построить все теоретически допустимые варианты геометрии генезиса геологических объектов и таким образом создать теоретическую классификацию «кинематики» геологических объектов.

Вернемся к примеру с россыпью и гидротермальным рудным телом и более подробно рассмотрим их генезис с позиции геокинематики.

Упрощенно, не вдаваясь в детали, можно считать, что образование русловой россыпи происходило на земной поверхности в воздушной окружающей среде под действием силы тяжести и водного потока.

Комбинация вектора силы тяжести и вектора потока, имеющих симметрию конуса, образуют геометрию генезисов русловой россыпи с максимально возможной характеристической симметрией, равной одной плоскости симметрии P , вертикально проходящей по оси россыпи (см. рисунок А, 1). Геометрия генетической среды в данном случае роли не играет, так как она равна шару, т. е. максимально возможная.

Образующаяся русловая россыпь приобретает вытянутую внешнюю форму и геометрию внутреннего строения, определяемую тремя ортогональными осями анизотропии, ориентированными по длине, ширине и мощности россыпями. Если ось анизот-

ропии по ширине тензорная, т. е. имеет симметрию цилиндра, то россыпь оказывается симметричной по ширине, как показано на рисунке А, 1. Часто в результате действия дополнительных, частных генетических факторов россыпь лишается этого элемента симметрии и тогда все три направления анизотропии оказываются векторными [7]. Соотношение между формой и строением россыпи выражается формулой $A = \bar{I}_{II} / \bar{I}_I = K \cdot B$, где A — анизотропия россыпи; средний градиент изменчивости признака: по ее ширине $\bar{I}_{II}$, по длине $\bar{I}_I$; $B = L^2 / S$ — вытянутость россыпи, равная отношению квадрата длины россыпи L к ее площади S ; K — коэффициент пропорциональности, колеблющийся по имеющимся эмпирическим данным от 1 до 3.

В случае морской россыпи она оказывается вытянутой вдоль берега перпендикулярно направлению действия прибоя (см. рисунок А, 2). В данном случае геометрия генезиса определяется в основном вектором силы тяжести и векторами возвратно-поступательного движения прибоя и оказывается симметричной, что определяется наличием тензорной оси анизотропии, ориентированной по простиранию береговой россыпи (см. рисунок А, 2). Что касается коэффициента пропорциональности K , то этот вопрос еще требует уточнения на достаточном количестве эмпирического материала. Вполне возможно, что его значение и в этом случае не выйдет за пределы, установленные для русловых россыпей.

Геометрия генезиса гидротермального тела также складывается из геометрий гидротермального потока, действия силы тяжести и генетической среды. Если с первыми двумя составляющими все ясно, то с генетической средой дело обстоит сложнее. Здесь она представляется твердой породой. В реальных условиях самые разные свойства пород могут выступать в роли генетических факторов, часто действуя комплексно. В последнем случае геометрия среды определяется комбинацией («сложением») геометрий отдельных факторов.

Для простоты изложения возьмем самый простой случай, когда генетическая среда представлена однородной породой, а в качестве основного генетического фактора выступает ее проницаемость, обусловленная, допустим, наличием тектонической зоны, по которой происходило движение гидротермальных растворов. Несмотря на всю простоту принятой генетической схемы, в пределах ее возможны несколько вариантов геометрии генезиса тела (см. рисунок Б, 1).

Первый возникает, когда проницаемость среды последовательно затухает в обе стороны от тектонической зоны (см. рисунок Б,

1). В этом случае геометрия среды имеет симметрию тензора (цилиндра), ориентированного по мощности тектонической зоны. Гидротермальный поток движется вертикально вверх по тектонической зоне, преодолевая действие силы тяжести. Наложение данных двух векторов друг на друга дает симметрию вектора (конуса) у генетического процесса. При наложении указанной геометрии процесса на геометрию среды геометрия генезиса гидротермального тела описывается характеристической симметрией $2PL_2$. В результате в идеальном случае тело будет построено из двух плоскостей и оси симметрии второго порядка, а три направления анизотропии будут ориентированы по длине (тензор), ширине (вектор) и мощности (тензор) тела (см. рисунок Б, 1). На рисунке показано, что тело вытянуто перпендикулярно направлению движения гидротермальных растворов. В природе наблюдается и обратное, когда тело оказывается ориентированным по потоку. Все зависит от соотношения между шириной зоны проницаемости и мощностью фронта гидротермального потока. Если первое превалирует над вторым, возникает указанный случай, если второе над первым, то тело оказывается ориентированным длинной стороной по «потоку». Учитывая данное обстоятельство, в остальных схемах (см. рисунок Б, 1) контуры тела условно не показаны, так как в независимости от направления вытянутости тела ориентировка в пространстве анизотропии и элементов симметрии строения тела не изменяется.

Второй вариант возникает, когда гидротермальный поток двигался наклонно по симметричной вертикально залегающей тектонической зоне (см. рисунок Б, 2). При этом поток оказывается направленным под углом к силе тяжести, в результате чего в характеристической симметрии генезиса сохраняется только плоскость симметрии, проходящая через срединную поверхность тектонической зоны. В данных условиях геометрия строения тела будет определяться двумя векторными и одной тензорной осями анизотропии, ориентированными по его длине, ширине и мощности, и одним элементом симметрии — плоскостью симметрии P , проходящей по срединной поверхности тела (см. рисунок Б, 2).

Аналогичная характеристическая симметрия имеет место и в случаях, когда поток движется или по наклонно залегающей симметричной зоне (см. рисунок Б, 3), или по вертикально залегающей зоне, проницаемость которой последовательно затухает от одного ее бока к другому (см. рисунок Б, 4). Только в последних условиях плоскость симметрии соответствует мощности зоны и

тела, деля его вкрест простирания на две симметричные части (см. рисунок Б, 4).

В последнем возможном случае движение потока происходит в наклонно залегающей не симметричной по мощности тектонической зоне (см. рисунок Б, 5). Геометрия генезиса характеризуется отсутствием элементов симметрии. Однако это не означает полного отсутствия геометрических закономерностей в строении гидротермального тела. В нем так же, как и в предыдущих вариантах, наблюдаются те же три ортогональные оси анизотропии, только здесь они все векторные. Другими словами, тело выдержано по строению в направлении вытянутости и наиболее изменчиво по мощности.

Имеет место аналогичная связь между анизотропией A и формой B гидротермальных тел $A = KB$. Однако значение коэффициента пропорциональности K необходимо эмпирически определить. Судя по косвенным данным, не исключено, что его значение будет находиться в тех же пределах. Как и в случае с россыпью, в геометрии генезиса гидротермального тела вектор потока и вектор силы тяжести играют главную роль. Геометрия генетической среды имеет подчиненное значение. И в том, и в другом случае была принята за основу самая простая схема генезиса. Поэтому интересно отметить, что, согласно универсальному принципу симметрии П. Кюри, введение дополнительных генетических факторов, усложняющих данные схемы, не может изменить геометрию генезиса, т. е. увеличить характеристическую симметрию или изменить число и ориентировку осей анизотропии в формирующемся объекте. Единственно, к чему это может привести, — к уменьшению характеристической симметрии генезиса и, следовательно, симметрии объекта.

В заключение отметим, что познавательные возможности геокинематики не исчерпываются генезисом рудных тел, а простираются значительно дальше от глобальных геокинематик субдукции процессов горообразования до «микро» геокинематик образования отдельных минеральных зерен и кристаллов.

В прикладном отношении дешифровка геометрии генезиса рудных образований позволяет прогнозировать их поведение по глубине и простиранию и таким образом оценивать перспективы того или иного рудопроявления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Букринский В. А. Геометрия недр. — М.: Недра, 1985.
2. Вернадский В. И. Химизм строения биосферы и ее окружения. — М.: Наука, 1965.
3. Кюри П. Избранные труды. — М.: Наука, 1966. С. 49—114.

4. *Наливкин Д. В.* Криволинейная симметрия // Кристаллография. — М., 1951. С. 15—23.
5. *Соболевский П. К.* Современная горная геометрия // Социалистическая реконструкция и наука. 1931. № 7. С. 5—37.
6. *Четвериков Л. И.* Универсальный принцип симметрии П. Кюри применительно к геометрии генезиса тел полезных ископаемых // Тр. III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. — Воронеж, 1968. С. 310—323.
7. *Четвериков Л. И.* Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых. — Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1968.
8. *Четвериков Л. И.* Геокинематика или геометрия развития геологических структур // Идея развития в геологии (вещественный структурный аспект). — Новосибирск, 1990. С. 296—301.
9. *Шафрановский И. И.* Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1954. Ч. 83. Вып. 3. С. 67—73.
10. *Шафрановский И. И.* Группы симметрии в структурной петрологии // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1964. Ч. 83. Вып. 3. С. 46—51.
11. *Шафрановский И. И.* К вопросу об уточнении универсального принципа симметрии П. Кюри // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1964. Ч. 93. Вып. 4. С. 119—123.
12. *Шубников А. В.* Перспективы развития учения о симметрии // Кристаллография. — М., 1951. С. 35—41.
13. *Шубников А. В.* О работах П. К. в области симметрии // Успехи физических наук. 1956. Т. IX. Вып. 4. С. 598—602.

Геохимия

УДК 550.84:528

© Э. К. Буренков, А. А. Головин, Е. И. Филатов, 1993

Методические аспекты геохимического и эколого-геохимического картирования

Э. К. БУРЕНКОВ, А. А. ГОЛОВИН, Е. И. ФИЛАТОВ (ИМГРЭ)

Последние десятилетия характеризуются бурным развитием геохимии и широким привлечением в геологические исследования геохимических методов. За это время трудами прежде всего отечественных ученых В. Л. Барсукова, А. А. Беуса, С. В. Григоряна, Л. Н. Овчинникова и др. созданы научные основы формирования геохимических ореолов месторождений полезных ископаемых, аномальных геохимических полей, соответствующих металлогеническим зонам, рудным районам, узлам, полям.

Геохимические исследования создают вещественную картографическую основу для разномасштабных геологоразведочных и геоэкологических работ. Объективная количественная информация в виде геохимических и эколого-геохимических карт не имеет альтернативы при расчленении, корреляции магматических, метаморфических, осадочных комплексов, при геодинамических реконструкциях в ходе геологического картирования, при выявлении прямых признаков рудоносных геологических формаций и минерогенических объектов различных иерархических уровней в процессе прогноза, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, количественной оценки прогнозных ресурсов и запасов, при технологической оценке различных видов минерального сырья.

В последние годы ИМГРЭ совместно со

ВСЕГЕИ разработана и проводится апробация в регионах России концепции многоцелевого геохимического картирования, позволяющей решать геологические, прогнозно-металлогенические, экологические и агрогеохимические проблемы. Суть ее в предварительном многофакторном районировании картируемых территорий с выделением квазиоднородных площадок со средним размером 1 см² и опробованием основных сред в их центральных частях.

Апробация концепции и разработка технологий картирования осуществляются в процессе реализации республиканских программ «Геохимическая карта России» и «Геоэкология России» на шести геохимических и геоэкологических полигонах Российской Федерации (Кольском, Московском, Алтайском, Байкальском, Восточно-Забайкальском и Приморском), представляющих разнообразные ландшафтно-геохимические, геологические, металлогенические и хозяйственные условия страны. Указанные программы, составляющие в плане многоцелевого картирования единое целое, являются частью проектов JGCP-259 и JGCP-260 по международному геохимическому картированию и геоэкологическим работам.

Многоцелевое (собственно геохимическое и эколого-геохимическое) картирование сейчас все в большей степени выступает в качестве самостоятельного вида геологораз-

ведочных и геоэкологических работ, выполняемых в комплексе с другими видами геологических исследований. Рассмотрим методические аспекты геохимического картирования при геологоразведочных и геоэкологических работах.

Геохимическое картирование при геологоразведочных работах проводится в опережающем и сопряженном режимах. Опережающее геохимическое картирование — подготовка геохимических основ геологических, прогнозно-металлогенических и прогнозных карт — предваряет региональное геологическое изучение территории страны, геологическую съемку масштаба 1:50 000 с общими поисками и поисковые работы. Оно начинается как опережающее, а завершается в конце стадии в комплексе ГРР как сопряженное. Причина такой двойственности заключается в необходимости сначала определения геологической обстановки нахождения искомого объекта, а затем решения комплексных собственно поисковых задач. Современные геологические и металлогенические проблемы, особенно для закрытых районов, могут быть решены лишь на основе опережающих геохимических съемок с детальным расчленением как фоновых, так и аномальных участков, с определением геохимической и металлогенической специализации геологических формаций и фаций пород.

С другой стороны, двойственность задач опережающего геохимического картирования определяется необходимостью создания итоговых геохимических основ комплексных прогнозных карт в конце работ того или иного масштаба путем детализации в стадию геологоразведочного процесса аномальных участков опережающих площадных геохимических съемок с учетом поступающих геологических и геофизических материалов и трансформации геохимических карт в геохимические основы прогнозных карт. Поэтому в качестве конечных результатов опережающих работ для поисковой и других более мелкомасштабных стадий отраслевыми требованиями, разработанными ИМГРЭ при участии ВСЕГЕИ, предусмотрено составление как опережающих геохимических карт, так и итоговых геохимических основ комплексных прогнозных карт.

Оценочные показатели результативности и качества геохимических работ этих стадий приведены в соответствии с ранговостью выявляемых на данной стадии объектов. Так, при геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками требуется выделение перспективных геохимических участков, эквивалентных потенциальным рудным полям, при поисковых работах — эквивалентных потенциальным месторожде-

ниям. Следовательно, на поисковой и поисково-оценочной стадиях методами прикладной геохимии выявляются геохимические поисковые признаки соответственно потенциальных месторождений и рудных тел. Геохимические методы на указанных стадиях, применяемые в комплексе с геологическими и геофизическими, дают возможность осуществлять обоснованную разработку рудопроявлений и выбирать объекты для предварительной разведки.

Полностью сопряженные геохимические съемки проводятся на поисково-оценочной и разведочных стадиях. Они выполняются по единым оценочным геолого-геофизическим профилям и разведочным линиям.

Опережающему и сопряженному геохимическому картированию предшествует районирование изучаемых территорий по условиям его проведения.

Основными задачами геохимического картирования при региональном геологическом изучении территории страны являются: установление в геологических образованиях типоморфного комплекса элементов, их типизация по структурно-формационным блокам (масштаб 1:1 000 000—1:500 000); определение геохимического спектра элементов, характеризующих однотипные геолого-геофизические поля (масштаб 1:1 000 000—1:500 000); установление геохимической специализации крупных структурно-формационных блоков с проявлением аномальных геохимических полей (АГП), эквивалентных металлогеническим зонам (масштаб 1:1 000 000—1:500 000) и рудным районам (масштаб 1:200 000—1:100 000); оценка в пределах перспективных структурно-формационных блоков внекатегорийных прогнозных ресурсов и ресурсов категории Р₃.

Для решения перечисленных задач предусматривается широкий комплекс методов геохимического картирования. Среди дистанционных методов выделяются многоспектральные сканерные системы (МСС) на аэро- и космических носителях, аэрогаммаспектрометрический (АГСМ), рентгено-радиометрический (РРМ) и лидарные спектроскопические методы в космо-, аэро- и автовариантах (находятся в стадии разработки).

Использование указанных методов позволяет картографировать литологические, магматические фации и гидротермально измененные породы, выявлять геоботанические индикационные свойства потенциально рудоносных комплексов, определять аномальные концентрации и соотношения радиоактивных элементов (урана, тория, калия), суммы халькофильных и некоторых отдельных рудогенных элементов, содержа-

ния газов, паров ртути, ионов рудных элементов и их изотопов в приземном слое атмосферы.

Для опоскования обширных территорий с выделением перспективных структурно-формационных блоков наиболее информативен аэрогаммаспектрометрический метод. В целях повышения эффективности применения аэрогеохимических съемок необходимо проведение наземных (контактных) заверочных работ. К контактными методам картирования относятся лито-, гидро-, ато-, биогеохимические, радиометрические, ядерно-физические, электрохимические и другие методы измерения геохимического поля в автомобильном и пешеходном вариантах с отбором и без отбора проб при непрерывных или точечных наблюдениях.

При региональных геологических исследованиях в масштабе 1:1 000 000—1:500 000 проводятся обзорные и рекогносцировочные литогеохимические съемки с опробованием отложений конечных водоемов стока, прибрежно-морских и озерных осадков или аллювия крупных рек. Для выявления и оценки АГП, соответствующих рудным районам и узлам, выполняются геохимические работы в масштабе 1:200 000—1:100 000. При этом используются литогеохимические методы по потокам рассеяния, минералого-геохимический шлиховой, гидрогеохимический, реже биогеохимические и атомогеохимические (по газотутным, водно-гелиевым, водно-газовым ореолам рассеяния).

Оценка прогнозных ресурсов по категории P_3 при региональных геологических исследованиях обычно выполняется по параметрам потоков рассеяния с учетом имеющихся геологических и геофизических данных. По результатам мелко-среднемасштабных геохимических работ создаются геохимические основы прогнозных карт, на которых выделяются АГП, эквивалентные потенциальным рудным районам.

Задачами геохимического картирования при геологосъемочных работах масштаба 1:50 000 с общими поисками являются: типизация, расчленение и корреляция геологических образований (геохимическая специализация геологических формаций и фаций пород); выделение, оконтуривание и оценка АГП, соответствующих по масштабу рудным полям и крупным месторождениям определенного геолого-промышленного типа; оценка по выявленным АГП прогнозных ресурсов категории P_2 . В качестве методов геохимического картирования выступают аэрогеохимическая съемка, литогеохимические методы, фотонейтронная съемка на бериллий, методы частичного извлечения металлов (ЧИМ) и подвижных форм (МПФ), лазерная съемка и др.

Наиболее важное значение приобретают работы по вторичным литогеохимическим ореолам. Наибольший практический эффект при геохимических работах по вторичным литогеохимическим ореолам получен в аридных районах. В этих условиях преобладает солевая концентрация многих подвижных форм химических элементов в верхних интервалах покровных образований, которая предопределяет формирование устойчивых и контрастных ореолов, легко фиксируемых и диагностируемых при поверхностном варианте опробования.

Для территорий гумидной зоны умеренного пояса характерны интенсивное выщелачивание всех сколько-нибудь подвижных соединений элементов в верхних интервалах профиля выветривания и их удаление с грунтовым стоком за пределы околорудного пространства. В подобных условиях обнаружение и оконтуривание вторичных ореолов при площадных геохимических поисках значительно осложняется. Здесь альтернативой может служить «глубинный», более дорогой метод поисков, требующий применения технических средств.

Геохимическое изучение геологических формаций (геохимическое опробование коренных пород) на рассматриваемом этапе ГРП позволяет более углубленно изучить геологическое строение исследуемого района, определить историю его геологического развития и оценить потенциальную рудоносность картируемых геологических тел.

К задачам, которые решаются геохимическим картированием при поисковых работах, относятся следующие: выделение в контурах ранее установленных АГП аномалий, соответствующих по параметрам потенциальным месторождениям; оценка выделенных аномалий, прогнозных ресурсов категории P_1 и запасов категории P_2 , определение участков детализационных работ. Ведущий метод картирования при выявлении и оконтуривании АГП месторождения или их групп — литогеохимический по первичным и вторичным ореолам с учетом данных гидро-, ато- или биогеохимических съемок.

Воздействие человека на природу привело к появлению глобальной экологической проблемы загрязнения окружающей среды. В. И. Вернадский первым указал на превращение человека в геологический фактор, раскрыл глобальный характер геохимического преобразования природы в результате деятельности человека, создал учение о ноосфере. А. Е. Ферсман, назвавший геохимическое воздействие промышленности техногенезом, отмечал, что геохимическая миграция, обусловленная технической деятельностью человека, превышает по скорости природные процессы.

Экологическая геохимия и ее ведущий метод — эколого-геохимическое картирование — возникли под влиянием идей В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана в недрах геохимического направления деятельности ИМГРЭ около двадцати лет назад и в последние годы оформились в качестве самостоятельного научного направления. За этот период институтом разработаны теоретические и практические аспекты экологической геохимии, обеспечивающие картографирование депонированного загрязнения, обнаружение его очагов и источников, определение путей транспортировки токсичных элементов в природные среды, выявление взаимосвязи геохимических параметров и здоровья населения, разработку природоохранных мероприятий.

Экогеохимия является составной частью геоэкологии — новой научной дисциплины, возникшей на стыке геологии и экологии. Она изучает закономерные связи между живыми организмами, техногенными комплексами и геологической средой.

Единственные методы объективной оценки базового экологического состояния территорий — геоэкологическое картирование и мониторинг. Объектом изучения служит геоэкосистема — функциональная система, включающая сообщество живых организмов, прежде всего человека и геологическую среду, обменивающихся между собой веществом, энергией и информацией. При этом геологическая среда включает не только верхнюю часть литосферы и подземную гидросферу, но и наземную гидросферу, биосферу и нижнюю часть атмосферы. Материальным результатом взаимодействия человека и геологической среды является природно-хозяйственная система — территория, которая отличается единством выполняемых социально-экономических функций, однородностью природных условий и антропогенного воздействия. Природно-хозяйственные системы — основной объект геоэкологического картирования и геоэкологического литомониторинга.

Комплексный подход к оценке экологического состояния территорий предусматривает выделение и оценку всех видов реальных и потенциальных их нарушений — неудобий (зоны оползней, подтоплений и др.), потенциально геодинамически опасных зон (сейсмоактивные, благоприятные для развития карста и пр.); токсикогенно-патогенных областей преимущественно химического загрязнения. Основным принципом картирования является системный подход к изучению природных условий, определяющих скорость и направление физико-механических и химических изменений террито-

рий и, таким образом, их экологическую обстановку.

К изучаемым природным условиям нахождения оцениваемых территорий относятся: геологические, являющиеся базовыми и определяющими в конечном итоге все другие условия нахождения территорий — геотектоническую позицию, формационно-фациальную принадлежность, литолого-петрографический и химический состав коренных пород субстрата, их геохимическую и металлогеническую специализацию, петрофизические свойства, сейсмичность, естественную радиоактивность, интенсивность карстообразования и других экзогенных процессов, фации и мощности четвертичных отложений; гидрогеологические — типы гидрогеологических структур — бассейнов подземных вод, развитие их широтной и вертикальной зональности, химический состав вод, состав и особенности разреза перекрывающих четвертичных отложений; минералогические — минеральный состав добываемого сырья, его количество, текстурные и структурные особенности, химический состав минералов, геохимические соотношения продуктов преобразования минералов и свойств вмещающих пород, биоклиматических и ландшафтных условий, степень деструктивности пород на рассматриваемом этапе освоения недр и др.; ландшафтно-геохимические — направленность и интенсивность химических процессов, наличие и свойства геохимических барьеров, направленность миграции химических элементов и соединений, роль биоклиматических факторов, ответные реакции ландшафтов на определенную хозяйственную деятельность и определенные химические загрязнители.

Однако следует отметить, что попытки найти комплексный показатель оценки природных условий или состояния территорий пока успехом не увенчались. Поэтому в настоящее время для оценки состояния геологической среды применяются либо суммирование баллов, оценивающих каждую составляющую по отдельности, либо также балльный способ, но по принципу поглощения, т. е. выносится максимальный балл, характерный для какого-либо фактора. Сравнение вариантов и собственные разработки ИМГРЭ показывают возможность при геоэкологическом картировании учитывать раздельно все факторы, применяя специальную систему условных знаков.

Для оценки эколого-геохимического состояния геологической среды используется более объективный, но также суммарный показатель, представляющий собой сумму

нормированных на ПДК (предельно допустимые концентрации) или фон (кларк) токсичных химических элементов или соединений. Для более тонкой оценки возможно вычисление нескольких таких показателей для группы элементов или соединений разной токсичности — патогенности. Очевидно, комплексный универсальный показатель должен определяться прежде всего по результату воздействия состояния геозоосистемы на биоту и человека, характеризующему сдвиг равновесия естественного состояния природной среды.

В 1992 г. ИМГРЭ совместно со ВСЕГИНГЕО по заказу Министерства охраны окружающей среды и природных ресурсов разработаны принципы геоэкологического картирования территорий освоения недр. Они сводятся к иерархическому подходу, репрезентативности оценки, объективности и комплексности информации. Иерархический подход заключается в применении картирования различного масштаба для выявления и оценки природно-хозяйственных систем разного ранга (1:1 000 000 — области, зоны; 1:200 000 — районы и узлы; 1:50 000 — участки; 1:10 000 и крупнее — очаги). Репрезентативность оценки состоит в представительности получаемой информации, равномерности характеристик природно-хозяйственных систем изучаемого ранга. Объективность информации обеспечивается количественными оценками картируемых параметров с метрологическим обоснованием. Комплексность определяется наличием информации по всем составляющим геологической среды и параметрам состояния (физико-механическим и геохимическим), отображением характера связей между параметрами с использованием современных ЭВМ-технологий.

Принципы геоэкологического, и в т. ч. эколого-геохимического, картирования могут быть реализованы при создании трех последовательных блоков карт полистного комплекта геоэкологических и эколого-геохимических карт каждого масштаба: вспомогательного, объединяющего как существующие, так и вновь составляемые при геоэкологических работах карты, представляющие в целом фактографическую основу картирования и повышающие степень готовности к его проведению; базового, отражающего геохимическое и иное состояние опре-

деленных компонентов геологической среды; итогового, интегрирующего результаты комплексной эколого-геохимической и в целом геоэкологической оценки территорий.

Блок вспомогательных карт объединяет топографические, геологические, геоморфологические, гидрогеологические, инженерно-геологические, геофизические, структурно-формационные карты, геохимической и иной изученности, ландшафтно-геохимического и многофункционального районирования, расположения пунктов геоэкологических наблюдений (в т. ч. мест проб-отбора компонентов природной среды). Блок базовых карт содержит карты геохимической специализации геологических формаций, распределения химических элементов по опробованным компонентам природной среды, геохимических ассоциаций и аномалий, эколого-геохимические, прогнозно-геохимические, агрогеохимические, эколого-гидрогеологические и эколого-инженерно-геологические. Блок итоговых карт включает карты оценки экологического состояния геологической среды и районирования по видам рационального природопользования.

По мере укрупнения масштаба работ должны возрастать количество исследуемых компонентов геозоосистемы и объемность их изучения. Материалы геоэкологического картирования являются объективной основой мониторинга территорий.

ИМГРЭ и ВСЕГИНГЕО предложены следующие принципы геоэкомониторинга территорий освоения недр: уровненность (глобальный, региональный, локальный); разнометодность (сочетание геоэкологического картирования стационарных постов и передвижных лабораторий); регулярность, которая должна быть соизмерима, во-первых, с этапностью освоения недр (требование обязательного проведения геоэкологического картирования перед новым этапом освоения недр), а во-вторых, со скоростью процессов физико-механических и геохимических изменений параметров территорий; комплексность (необходимость получения данных о всех компонентах геозоосистем и главных параметрах состояний); современная аппаратурно-техническая оснащенность, позволяющая получать в автоматическом режиме основную информацию со стационарных и передвижных лабораторий и обрабатывать ее с применением ЭВМ-технологий.

Окисление церия и фракционирование лантаноидов в коре выветривания карбонатитов

Е. И. СЕМЕНОВ (ИМГРЭ), О. В. ДОЙНИКОВА, А. В. СИВЦОВ (ИГЕМ), А. Д. КОНОПЛЕВ (ВИМС)

Кора выветривания карбонатитов — новый важнейший тип месторождений редких земель, ниобия, тантала и других элементов. Впервые они разрабатывались в Араше, Бразилия, затем были найдены в Маунтвелде, Австралия [9], на Томторе, Анабар [1, 2], на Чадобце, Ангара (А. В. Лапин, 1990) и др. Эти коры отличаются огромными запасами и уникально высокими содержаниями редких элементов (в %): оксидов Nb — до 8, Ta — 0,1, TR — 30, причем TR включают дефицитнейшие Sc — 0,13, Y — 1,36, Eu — 0,14, тяжелые лантаноиды Sm—Lu (до 1,5).

В коре выветривания наряду с обычным пироксеном карбонатитов широко развит его Sr-Ba аналог — пандит. Вместо TRNa CaF-содержащих безводных карбонатов и фосфатов (паризита, бербанкита, апатита, кальцита) присутствуют водные фосфаты TR (гидромонацит, флоренсит, черчит) и оксиды (церианит).

При изучении коры выветривания крупнейшего Томторского месторождения ниже угленосной толщи и главного рудного пласта (перемытого или, по А. В. Лапину, «восстановленного») в рыхлой лимонитовой массе нами были встречены тончайшие смеси двух дисперсных фаз: церианита CeO_2 и безцериевого гидромонацита $(\text{La}, \text{Nd})\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Состав этой смеси в руде примерно соответствует обычному среднему цериевому составу в минералах (типа монацита), породах и рудах Томтора: $\text{La}_{9,8} \text{Ce}_{17,8} \text{Pr}_{1,6} \text{Nd}_{5,7} \text{Sm}_{0,6} \text{Eu}_{0,14} \text{Gd}_{0,4} \text{Dy}_{0,2} \text{Er}_{0,1} \text{Yb}_{0,07} \text{Lu}_{0,01}$ (С. М. Кравченко, 1990).

В результате интенсивного окисления этого комплексного TR состава церий перешел в 4-валентное состояние и отделился от остальных TR-элементов в виде самостоятельной оксидной фазы церианита, а оставшиеся TR^{3+} образовали TR-гидрофосфат — безцериевый гидромонацит. Гипергенный церианит был впервые установлен нами (Е. И. Семенов, 1958; 5) в качестве продукта выветривания базальтита.

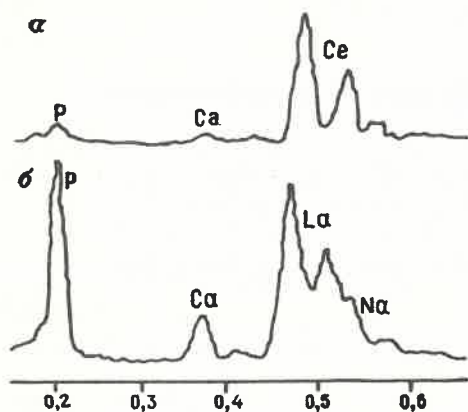
Изучение коричневых глиноподобных кушочков руд Томтора (после напыления углеродом) на сканирующем электронном микроскопе ISM-5300 при больших увеличениях показало, что вместе с мельчайшими (до десятых долей микрометра), неплотными, округлыми, часто агрегированными частицами в непосредственном контакте находятся вытянутые и палкообразные тела длиной до нескольких микрометров и толщиной не

более 1 мкм. Их нахождение вероятно в центре «бугра», покрытого круглыми частицами. Двухфазное строение руды (округлые и вытянутые частицы в примерно равном соотношении) выявляется после ультразвукового диспергирования и на просвечивающем электронном микроскопе IEM-100 с, оснащенном гониометром и энергодисперсионной приставкой Кевекс.

Округлые комковатые частицы представляют собой церианит: их энергодисперсионный спектр (рисунок, а) содержит Ce и лишь фоновое количество P, Ca. От этих частиц получены кольцевые электромонограммы. Набор кольцевых дифракционных рефлексов характеризует гранецентрированную кубическую ячейку с параметром $a_0 = 5,41 \pm 0,03 \text{ \AA}$. Аналогичный параметр ($a = 5,41$) получен и при рентгеновском изучении образца на дифрактометре (внутренний стандарт — Si, аналитик О. В. Кузьмина). Подобный гипергенный дисперсный церианит обычно гидратирован $(\text{CeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$ и имеет пониженные плотность и показатель преломления и повышенную растворимость в кислотах [5]. Удлиненные частицы представляют собой La-фосфат-монацит: они дают его дифрактограмму, энергодисперсионный спектр La, P, значительно меньше Nd, Ca (см. рисунок, б). Линии Ce практически отсутствуют. Празеодим, по-видимому, находится с Nd в фосфатной фазе. Не исключено и выпадение PrO₂, хотя в данном церианите Pr не доказан. Содержание кальция может быть связано с изоморфизмом HCa-TR, как в HCa — рабдофаните [6]. Рассчитанная в гексагональной рабдофанитовой симметрии электронограмма дает примерные параметры $a_0 \approx 8,1$ и $c_0 \approx 6,3 \text{ \AA}$.

В этом случае базисный параметр a_0 на целый 1 Å превышает известные параметры рабдофанита (7,05—6,44). Кроме того, не соответствует пространственной группе рабдофанита ($P6_222$) распределение интенсивностей рефлексов на оси c : в ряду 001 — отсутствуют погасания. Даже при допущении эффекта вторичной дифракции, когда проявляются запрещенные рефлексы, существовало бы четкое усиление разрешенных в данной пространственной группе рефлексов 001-3n, что неоднократно наблюдалось при изучении минералов группы рабдофанита — нингионита, брокита [4].

Для изучаемого же La-фосфата характерно усиление четных 001 отражений. Такое несоответствие дифракционных характери-



Энергодисперсионный спектр церианита (а) и Ла-фосфата (б)

стик с известными для рабдофанита требует детального дальнейшего изучения Ла-фосфата методами рентгеновской и электронной дифракции. Приведенные здесь данные мы рассматриваем как предварительные. Увеличение параметра a_0 описанного минерала может быть связано с резким обогащением его водой и самым крупным лантаноидом — La — при отсутствии Ce.

Минералы групп рабдофанита и монацита имеют по структуре и базовым параметрам много общего, так что существование переходной модификации типа «землистого гидромонацита» (Rose, 1958) представляется вероятным. Подобные переходные модификации (монацит-рабдофанитовые) или их тончайшие сростки были встречены нами и в эпитеpmалитах Ловозера на Кольском п-ове. Описанная выше закономерная смесь церианита и Ла-монацита обнаруживается в коре выветривания карбонатитов не только Томтора, но и других массивов, в т. ч. Чадобца (образец А. В. Лапина). В зоне окисления вероятно совместное осаждение CeO_2 и $(\text{La}, \text{Nd})\text{PO}_4$ из нисходящих TR-комплексных (сульфатных — по пириту угля и рудного пласта) растворов под действием кислорода и фосфат-иона. Менее вероятен распад лантаноидов на месте залегания, за счет TR из карбонатитов. Кроме Ла-монацита, в коре выветривания карбонатитов встречены другие Ла-фосфаты: Ла-рабдофанит, Ла-флоренсит. Известен и другой оксид Ce^{4+} , кроме церианита, — церпирохлор CeNb_2O_7 . Таким образом, отделение Ce^{4+} от Ce^{3+} развито достаточно широко, но непосредственно на микро- и наноуровне оно показано впервые. При эпигенетических восстановительных процессах [3] в рудном пласте можно допускать восстановление церия от Ce^{4+} до Ce^{3+} , но воссоединение $(\text{La}, \text{Nd})^{3+}$ и Ce в одной фазе представить труднее. Таким образом, под угольным пла-

стом может происходить восстановительное выветривание карбонатитов, сменяемое ниже окислительным. Существует вероятность того, что и в высокотемпературных эндогенных TR-минералах (в т. ч. и в монаците) присутствует Ce^{4+} . Об этом говорят обычная стехиометрия, упорядоченность отношения Ce к остальным Ln (1:1) и желтая окраска большинства цериевых минералов. Такую окраску имеют растворы Ce^{4+} в отличие от бесцветных растворов Ce^{3+} . В последнее время появилась возможность прямого микрозондового определения кислорода. При этом вероятно обнаружение цериевых минералов с дополнительным кислородом, с изоморфизмом $\text{Ce}^{4+}\text{O}_{0,5}$ — Ce^{3+} (и 3Ce^{4+} — 4Ce^{3+}).

Характерная особенность изученных редкометалльных минералов коры выветривания — высокодисперсное состояние: размер частиц в первые микрометры и даже нанометры (наноминералогия по аналогии с возникающей наноэлектроникой и в отличие от микро(н)-минералогии). Известное западное издательство «Pergamon Press» начало издание международного журнала «Nanostructured Materials». Подобные дисперсные материалы отличаются огромной поверхностной энергией и обладают иными, по сравнению с обычными кристаллами, физическими и химическими свойствами: в них проявляется «фазовый размерный эффект» (Таусон, 1986; 7). Возможно, этими необычными свойствами TR-дисперсидов объясняется оригинальная технология переработки руд Маунтвелда, когда при их истирании (и самовоспламенении) получают TR-металлы. Характерно, что на кривых нагревания дисперсных руд Томтора проявляется четкий экзотермический эффект. Механохимические превращения дисперсного синтетического рабдофанита в монацит при истирании в течении пяти дней доказаны [8]. При перемыве коры выветривания возможен аналогичный переход рабдофанита в монацит и его отделение от церианита. Выявляющееся широкое развитие дисперсного церианита в коре выветривания карбонатитов позволяет ставить вопрос о возможности использования богатых церианитом руд (или их концентратов) в качестве полирита — тончайшего (размер частиц 10 мкм) порошка CeO_2 для полировки оптического стекла. В России полирит получают из лопаритового сырья.

В заключение отметим, что проводя электрографические и энергодисперсионные исследования минералов группы рабдофанита — монацита в других щелочных массивах, авторы подтвердили вхождение кремния в эпитеpmальные Si-рабдофанит и Si-монацит Ловозера [5]. Они также обнаружили, что музейный образец «сарыаркита» (Кроль, 1964)

содержит смесь тетрагонального ксенотима и гексагонального брокита. Таким образом, сарьаркит вряд ли может рассматриваться как гексагональный Y-рабдофанит. Ксенотим имеет низкие показатели преломления ($\approx 1,65$) и, вероятно, интенсивно гидратирован (гидроксенотим).

За содействие в работе авторы выражают благодарность А. И. Горшкову, А. В. Лапину, А. А. Шуруповой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коноплев А. Д., Эпштейн Е. М., Кузьмин В. И., Нечелюстов Г. Н. Геолого-минералогические особенности делювиально-озерной россыпи на коре выветривания редкометалльных карбонатитов // Минералогия и геохимия россыпей. М., 1992.
2. Кравченко С. М., Беляков А. Ю., Кубышев А. И., Толстов А. В. Скандиево-редкоземельно-иттриево-ниобиевые руды — новый тип редкометалльного сырья // Геология рудных месторождений. 1990. № 1.

3. Лапин А. В., Толстов А. В. Окислительный и восстановительный этапы формирования зоны гипергенеза карбонатитов и их рудоносность // Геология рудных месторождений. 1991. № 1.
4. Новые данные о минеральной группе рабдофана / О. А. Дойникова, А. И. Горшков, Л. Н. Белова и др. // Мат-лы 12 совещ. по рентгенографии минерального сырья. Сочи, 1992.
5. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. — М.: Наука, 1963.
6. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимауссак. — М.: Наука, 1969.
7. Чеботарев Г. М., Хамрабаев И. Х., Конеев Р. И. О предмете и методе микроминералогии // Узбекский геологический журнал. 1986. № 1.
8. Hikichi Y. Mechanical conversion of thabdoephane to the monazite type analogues // Min. Journ. 1991. Vol. 15. № 8.
9. Lottermoser B. G. TR-mineralization within the Mt. Weld carbonatite laterite, W. Australia // Lithos. 1990. № 24.
10. Rose H., Blade L., Malcolm R. Earthy monazite of Mahnet Cove. Ark. // Amer. Miner. 1958. Vol. 45. № 9/10.

Геоэкология

УДК 55: 577.4

© В. Н. Островский, Л. А. Островский, 1993

Концептуальные вопросы геоэкологии

В. Н. ОСТРОВСКИЙ, Л. А. ОСТРОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Отечественная гидрогеология и инженерная геология еще в начале своего становления были в значительной степени нацелены на решение задач, которые мы называем экологическими. При изучении ресурсов подземных вод, обосновании проектов гражданского, мелиоративного строительства непосредственно или косвенно учитывались экологические последствия деятельности человека. В научном плане основополагающая роль в постановке экологических проблем в геологии принадлежит В. И. Вернадскому и, в частности, его представлениям о роли живого вещества в эволюции литосферы.

В связи со все возрастающей экологической напряженностью и необходимостью разработки мер по охране окружающей среды в последние годы в геологии выделилось новое научное направление, получившее название «геоэкология», развивающееся на стыке двух наук — геологии и экологии. Термин «геоэкология» следует признать неудачным.

Во-первых, он уже использован в экологии (по Н. Ф. Реймерсу [14], геоэкология — раздел экологии, исследующий экосистемы высоких иерархических уровней до биосферы включительно).

Во-вторых, термин неудачен по существу: составляющая «гео» (земля) присутствует в названиях других наук о Земле (география, геоботаника, геоморфология и т. д.) и не раскрывает геологической сущности геоэкологии. Гораздо более точным является название экогеология (экологическая геология). Это отмечают Н. И. Плотников, А. А. Карцев, И. И. Рогинев [13], а также другие авторы. Поскольку термин «геоэкология» уже вошел в практику работ и широко применяется в литературе, мы вынуждены его использовать, имея в виду сделанные замечания.

Развитие любого научного направления определяется внутренней логикой науки и практическими задачами, которые ставит перед ней общество. В отношении геоэкологии следует сказать, что в ее формировании решающую роль сыграли соображения практики и это вполне объяснимо, если обратиться к той катастрофической экологической ситуации, которая возникла в стране и в мире.

Развитие геоэкологии на современном этапе в значительной степени сдерживается неразработанностью ее научной базы. От-

существует общепринятое понимание взаимоотношения геоэкологии со смежными науками о Земле, предмета и объекта исследований, основных задач. Не совершенен понятийно-терминологический аппарат. С общепринятых позиций геоэкология как наука должна являться системой знаний, имеющей определенную логическую структуру, теоретическую основу, понятийно-терминологическую базу.

Разработке логической структуры отдельных наук о Земле в последнее время уделяется определенное внимание [2, 6, 18]). Однако значение этих работ не следует переоценивать, т. к. почти во всех случаях логическая структура естественных наук разрабатывалась после их становления и в значительной мере приспособлялась к существующим реалиям. Попытки создания аксиоматики естественных, в частности геологических наук [18], нельзя признать удачным, ибо, как правило, все сводилось к тривиальным формулировкам, которые вряд ли можно использовать в качестве теоретической основы. Это объясняется, прежде всего, эмпиричностью геологических наук, в развитии которых логическая компонента является необходимой, но недостаточной. Последнее очень хорошо выразил В. И. Вернадский (4, с. 144—145): «Логика, которая должна особенно привлекать натуралиста, это не логика слов или понятий. Несомненно, мысль и научная в том числе не может обойтись без слов и понятий. Законы этой логики были разработаны Аристотелем и переданы исторической традицией. Но эта логика понятий ничего не может дать для натуралиста нашего времени — он не нуждается в логическом анализе рассуждений — комбинаций слов и понятий... Описательное естествознание имеет дело не со словами-понятиями, а с выраженными словами и понятиями реальными объектами биосферы, целиком доступными проверке всех органов чувств. Это естественные тела (будут ли то организмы, минералы, почвы, горные породы и т. д.), которые могут и должны быть исследуемы не только логическим выводом из неизменного слова и понятия, а из реального естественного тела, главное содержание которого не охвачено понятием или словом — но только оно интересует натуралиста и во всех спорных случаях он возвращается к самому научному факту, а не углубляется в слово или понятие, его обозначающее».

По нашему мнению, жесткая формулировка аксиоматики геоэкологии невозможна. Мы полагаем, что в ее содержательной основе должны лежать:

учение об экосистемах как сложных организменных образованиях, включаю-

щих живую и неживую материю, в т. ч. литогенную основу;

динамическая геология в широком понимании, включая геодинамику, теорию формирования подземных вод и т. п.;

представления о геологической среде как верхней части литосферы, взаимодействующей с организмами, в т. ч. человеком и средой его обитания.

Научные и практические вопросы геоэкологии невозможно решать, игнорируя достижения современной экологии, которая постепенно приобретает статус универсальной науки, вовлекая в свою сферу ряд наук о Земле, в т. ч. и геологию [8, 9]. Учение об экосистемах важно для геоэкологии не только для решения конкретных вопросов, но и в общенаучном плане, главным образом в области методологии применения системного подхода, который в экологии по сравнению с другими науками разработан наиболее полно. С системных позиций геологические объекты исследований имеют ряд особенностей;

преимущественно высокую инерционность, т. е. способность в течение относительно продолжительного времени противостоять действию внешних факторов;

полихронность — разномасштабную во времени динамику компонентов. Наиболее консервативный компонент — горные породы, наименее — подземные воды;

структура и функционирование геологических систем по сравнению с экосистемами в значительно меньшей степени зависят от притока вещества и энергии извне. В принципе допустимо сохранение геологических систем в изолированном пространстве (например, реликтовые линзы подземных вод), в то же время как подобная консервация экосистем невозможна;

отсутствие сложных программ эволюции, подобных тем, что заложены в ДНК организмов.

Для решения динамических геоэкологических задач особое значение имеют:

учение о миграции элементов в земной коре, у истоков которого стояли В. И. Вернадский, В. Гольдшмидт, Ф. Кларк, А. Е. Ферсман и другие выдающиеся ученые;

представления о взаимосвязи эндогенных и экзогенных процессов. Доказано, что возникновение и пространственная приуроченность ряда экзогенных геологических процессов в значительной степени контролируются глубинными тектоническими факторами [7];

комплексные модели, характеризующие динамику гидрогеологических, инженерно-геологических, геохимических и других процессов.

Представления о геологической среде, которые находятся еще в стадии становления, являются той теоретической основой, кото-

рая дает возможность связать воедино природные геологические и техногенные факторы, а также социальные аспекты.

Наиболее оптимально выделить в качестве основного объекта геоэкологии геологическую среду, определив ее как верхнюю часть литосферы, взаимодействующую с биотой, влияющую на среду обитания человека, находящуюся во взаимодействии с техногенными факторами. Геологическая среда включает в себя почвы, породы зоны аэрации, верхнюю часть литосферы и подземной гидросферы. Геологическая среда представляет собой поликомпонентную систему, в состав которой входят твердое, газообразное, жидкое, минеральное органическое вещество, в т. ч. биота, а также разнообразные геофизические поля. Многочисленными сложными прямыми и обратными связями геологическая среда взаимодействует с атмосферой, поверхностной гидросферой, биосферой, включая человека, а также с техногенными объектами. Верхняя граница геологической среды — земная поверхность, нижняя — в естественных условиях в большинстве случаев подошва зоны свободного водообмена подземных вод, т. к. именно эта зона в наибольшей степени взаимодействует с экосистемами и средой обитания человека. По-нашему мнению, неправомерно идентифицировать понятия «геологическая среда» и «литосфера», как это делают Г. К. Бондарик [2] и некоторые другие исследователи. Процессы, происходящие в глубоких горизонтах литосферы, в особенности землетрясения, интенсивно влияющие на состояние геологической среды, но на него в меньшей степени влияют и солнечно-космические факторы. Если определять границы геологической среды, исходя из анализа воздействий на нее, то следовало бы распространить их за пределы Земли. Поэтому нет необходимости включать в состав геологиче-

ской среды всю толщу литосферы; следует выделить ту ее часть, где происходит современное взаимодействие живого и неживого вещества, а внешние связи со смежными средами рассматривать лишь на границах системы.

Геологическая среда определенным образом соотносится с географической оболочкой, биосферой, ноосферой, техносферой.

Можно сказать, что в пространственном отношении геологическая среда занимает часть географической оболочки — той части Земли, в пределах которой проникают друг в друга и взаимодействующие нижние слои атмосферы, приповерхностные толщи литосферы. Но она не тождественна географической оболочке, т. к. в последнюю входят атмосфера, поверхностная гидросфера, почти вся биосфера. Геологическая среда в географической оболочке является литогенной основой ландшафта.

Геологическая среда включает в себя также часть биосферы — области существования жизни на Земле. В пределах литосферы биосфера разделяется на ряд подсфер [14]: геобиосферу (террабиосферу), включающую фитобиосферу и педосферу суши; литобиосферу, занимающую верхние слои литосферы, где организмы могут формировать примитивные биоценозы и размножаться;

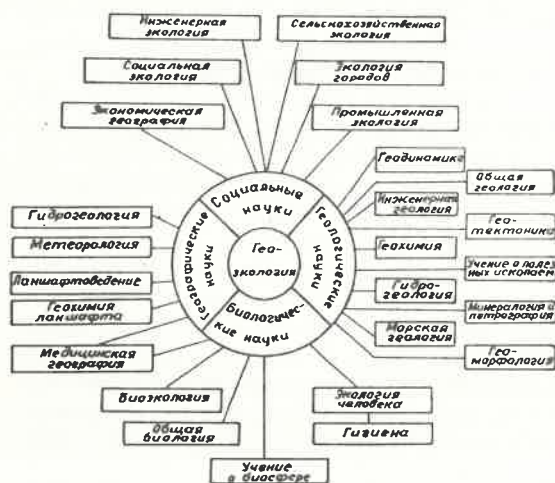
гипобиосферу, в которой организмы оказываются случайно и не могут размножаться; метабиосферу, преобразованную жизнью, где живые организмы отсутствуют.

Геологическую среду, включающую геобиосферу и литобиосферу, можно рассматривать как нижнюю часть ноосферы (сферы разума — по Л. Леруа, П. Тейяр де Шардену, В. И. Вернадскому). Особенно активно ноосфера воздействует на верхнюю часть геологической среды, трансформируя естественный ход геологических процессов, способствуя возникновению новых процессов, которые с небывалой скоростью преобразуют лик Земли, к сожалению, преимущественно в негативную для существования жизни сторону.

Геологическая среда включает также подземную часть техносферы — верхней части литосферы и биосферы, коренным образом преобразованной человеком.

Положение геоэкологии в системе смежных наук показано на рисунке, который достаточно условен, т. к. взаимоотношения геоэкологии со смежными областями знаний в действительности несомненно сложнее и не все их аспекты в настоящее время выявлены.

Геоэкологическое направление в геологии должно включать ту часть этой науки, которая в той или иной степени касается взаимоотношений земных недр и биоты, в т. ч.



Положение геоэкологии в системах геологических, биологических, географических и социальных наук

человека. Разделительную черту здесь провести чрезвычайно трудно, поскольку в природе все взаимосвязано и даже фундаментальные геологические науки, такие как, например, геотектоника, имеют определенные экологические аспекты. В частности, распределение биогеографических провинций на Земном шаре в значительной степени контролируются тектоникой и историей геологического развития территорий и акваторий.

В качестве примера можно привести регион Средиземноморья, сформировавшийся в результате эволюции бассейна Тэтиса и отличающийся поразительным сходством рельефа, почв и растительности в районах, отстоящих друг от друга на тысячи километров.

Геологические науки, которые ни напрямую, ни косвенным образом не имеют выхода на биоту, в систему геоэкологии не входят (например, кристаллография).

Кратко остановимся на взаимоотношениях геоэкологии и инженерной геологии. Е. М. Сергеев [15] и некоторые другие авторы считают, что геоэкологическое направление целиком входит в инженерную геологию. Однако содержание инженерной геологии даже в широкой интерпретации не охватывает всех задач, решаемых геоэкологией, в частности оценки влияния геологических особенностей территории на здоровье людей и жизнеспособность биоты. Следовательно, нельзя отождествлять инженерную геологию и геоэкологию.

Понятийно-терминологическая база геоэкологии разработана недостаточно и сложилась в основном в связи с решением практических задач, т. е. в значительной степени стихийно. Это не является недостатком, т. к. с нашей точки зрения нельзя априорно создавать термины, они возникают из насущных потребностей, определяемых практикой или логикой развития науки. За исключением краткого словника, помещенного в работе [17], какие-либо сводки геоэкологических терминов отсутствуют. Термины геоэкологического содержания практически не отражены в фундаментальных словарях-справочниках по экологии. Поэтому создание системы геоэкологических терминов является одной из важных задач геоэкологии.

Геоэкология включает в себя ряд направлений. Имеются предложения дифференцировать геоэкологию по тем геологическим наукам, методы и подходы которых используются для решения геоэкологических задач. Так, К. И. Сычевым [16] предложено разделить геоэкологию на экогеохимию, гидрогеоэкологию, инженерную геоэкологию (в т. ч. геокриоэкологию), экогеофизику, экогеодинамику, экогеоморфологию.

Подобное деление отражает ситуацию, сложившуюся в настоящее время в геоэкологии, когда, по существу, сохраняется прежняя специализация исследований, но предлагается, мало что меняя, придать отдельным направлениям геологической науки экологическое звучание. При этом упускается интеграция знаний, которая должна лежать в основе экологических подходов.

Более целесообразна дифференциация геоэкологии по объектам изучения на два блока:

1. Изучение геологической среды как фактора воздействия на организмы, в т. ч. человека, включая исследования загрязнения почв, пород зоны аэрации, подземных вод, закономерностей миграции токсичных веществ.

2. Исследования геологической среды в аспекте выявления опасных геологических процессов и явлений, угрожающих жизни людей и техногенным объектам (землетрясения, сели, оползни и т. д.). К этому же направлению следует отнести изучение геологического риска освоения территорий.

Геологическая среда как сложная система пока изучена недостаточно. Исследуются в основном отдельные параметры и процессы в связи с техногенным вмешательством. Системный подход, который должен лежать в основе всех геоэкологических исследований, в большинстве случаев реализуется на словах, а не на деле. Не уделяется должного внимания изучению динамики геологической среды как целостной системы, ее взаимодействий с природными средами и техносферой. Особое значение приобретает разработка теории устойчивости геологической среды к внешним, в т. ч. техногенным, воздействиям, т. к. прямое использование современных представлений об устойчивости динамических систем не дает в геоэкологии должных результатов. Решение этой проблемы будет иметь большое практическое значение для прогнозирования техногенных изменений геологической среды.

Практически геоэкологические исследования в России развиваются по трем взаимосвязанным направлениям: региональная геоэкология; мониторинг геологической среды или литомониторинг; моделирование геоэкологических систем.

Региональные геоэкологические исследования — основа для выявления состояния геологической среды и происходящих в ней процессов, общей оценки ее экологического состояния, планирования мониторинговых сетей. Здесь можно выделить два направления: геоэкологическое картирование и районирование.

Геоэкологическое картирование начало развиваться в конце 70-х годов, хотя отдельные попытки в этом направлении были

предприняты раньше. Согласно преобладающим в настоящее время подходам, геоэкологическое картирование должно интегрировать принципы геологического и экологического картирования, главный из которых — системное отображение основного объекта картирования геологической среды и ее взаимосвязей со смежными средами. Геоэкологические карты — разновидность экологических карт, основные их особенности — комплексность и экологические оценки геологических параметров и процессов. Техногенные системы и объекты следует рассматривать как наложенные по отношению к природным средам.

Эти подходы нашли отражение в работе [17], но принципы геоэкологического картирования нельзя считать окончательно разработанными. Особые трудности в картировании возникают при оценках, если так можно выразиться, экологического качества геологической среды. Именно эти оценки, по нашему мнению, отличают геоэкологическую карту от других карт геологического содержания. Существующие стандарты охватывают далеко не все необходимые геоэкологические параметры. Кроме того, нет единого мнения о принципах их интегральной оценки. Здесь возможны два варианта оценки:

- 1) по критерию с максимальным значением;
- 2) с использованием системы баллов и их весовых коэффициентов, которые широко применяются в географии.

Каждый из вариантов имеет свои недостатки. В первом случае не используется вся полнота полученной информации, во втором — имеет место субъективность оценок.

Принципы геоэкологического районирования находятся в стадии разработки, а общепринятые подходы к геоэкологическому районированию отсутствуют. По нашему мнению, геоэкологическое районирование — часть географического районирования, проблемы которого неоднократно обсуждались. Согласно Д. Л. Арманду [1], последнее определяется как классификация территорий, положенная на карту. Речь идет о типологическом районировании, когда в один тип объединяются территории с однородными признаками независимо от их местоположения. Районирование, как правило, должно быть целевым, т. к. это позволяет организовать в единую систему весьма многочисленные и сложно переплетающиеся параметры и дает возможность «выбрать тот вариант, который наиболее важен, наиболее «играет» для данной цели» (1, с. 162).

Карта геоэкологического районирования должна отражать: целевую направленность районирования, что приводит к неизбежности выбора главных и отбрасывания второ-

степенных показателей; иерархию таксонов районирования.

Должно производиться последовательное наращивание информации по мере детализации районирования в зависимости от масштаба. По-видимому, в основу таксономии районирования наиболее целесообразно положить выделение бассейнов стока, контролирующих миграцию загрязнения, что наиболее важно. Иерархия бассейнов стока была разработана Л. А. Островским с соавторами [11]. При выделении бассейнов стока различных порядков следует учитывать типы литолого-фациальных комплексов четвертичных отложений, условия защищенности подземных вод от загрязнения, дренированность разреза, ландшафтно-геохимические и другие показатели.

Концепция экологического мониторинга геологической среды (литомониторинга) в значительной степени определена [3, 12]. Литомониторинг понимается как система наблюдений для контроля и прогноза экологического состояния геологической среды. Эта система дифференцируется на подсистемы — «гидрогеосфера» (мониторинг подземных вод) и «горные породы» (мониторинг инженерно-геологических свойств пород и геологических процессов); дальнейшее разделение осуществляется по особенностям объектов и процессов. Разработанная ВСЕ-ГИНГЕО система литомониторинга должна быть состыкована с макросистемой экологического мониторинга РФ.

Моделирование геологической среды и происходящих в ней процессов — одно из перспективных направлений геоэкологии. Использование моделирования позволяет более достоверно и полно прогнозировать техногенные изменения геологической среды, оперативно информировать заинтересованные организации об ожидаемых негативных процессах. Для территории СССР в 80-е годы были созданы постоянно действующие гидрогеологические и инженерно-геологические модели Крыма, Московского, Азово-Кубанского артезианских бассейнов и некоторых других регионов [5]. Однако эти модели по отношению к экосистемам являются частными. В дальнейшем они должны быть интегрированы в более общие экологические модели, где наряду с гидрогеологическими и инженерно-геологическими должны моделироваться и биологические процессы. Методология создания таких моделей практически не разработана. Принципиальные подходы к их разработке, по-видимому, должны заключаться в конкретной реализации представлений о геологической среде как сложной системе, взаимодействующей со смежными средами и подвергающейся техногенному прессингу. Создание общих

геоэкологических моделей по силам лишь крупным научным коллективам, включающим специалистов различных направлений. Вероятно, в качестве промежуточной стадии разработки комплексных моделей экосистем целесообразно построение моделей взаимодействия отдельных компонентов геологической среды с компонентами смежных сред. В качестве примера можно привести модель эколого-гидрогеологической системы современной дельты р. Или в Балхашском бассейне, где совместно моделируется динамика растительности и подземных вод [10].

Предварительно можно наметить следующие основные направления геоэкологических исследований:

совершенствование общей концепции геоэкологии и понятийно-терминологической базы;

изучение механизмов взаимодействия геологической среды со смежными средами, исследования с экологических позиций взаимосвязи экзогенных и эндогенных, гидрогеологических и инженерно-геологических процессов и разработка на этой основе комплексных геоэкологических моделей;

разработка теории устойчивости геологической среды к внешним воздействиям;

разработка и реализация научных подходов к оценке экологического качества геологической среды;

совершенствование теории и методологии геоэкологического картирования и районирования;

разработка комплексных экологических моделей геологической среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арманд Д. Л. Наука о ландшафте. — М.: Мысль, 1975.
2. Бондарик Г. К. Общая теория инженерной (физической геологии). — М.: Недра, 1981.
3. Вартанян Г. С., Грязнов Т. А., Пересунько Д. И. Литомониторинг — важный элемент охраны природной среды // Сов. геология. 1987. № 1. С. 110—117.
4. Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Научная мысль как планетное явление. — М.: Наука, 1977.
5. Козловский Е. А., Крашин А. И., Шеко А. И. Динамические модели как основа управления геологической среды // Геоэкологические исследования в СССР (Докл. сов. геологов XXVIII сессии МГК 1989). С. 78—88.
6. Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. — М.: Мысль, 1978.
7. Кюнцель В. В., Селюков Е. И., Корженевский Б. И., Симонова И. Ю. Современное состояние, методы и перспективы использования эндогеодинамики в инженерной геологии. — М., ВИЭМС, 1991.
8. Одум Ю. Основы экологии. — М.: Мир, 1975.
9. Осипов В. И. Геоэкология — междисциплинарная наука об экологических проблемах геосфер // Геоэкология. 1993. № 1. С. 4—18.
10. Островский В. Н., Островский Л. А., Подольный О. В. Принципы моделирования эколого-гидрогеологических систем // Гидрогеологические аспекты в экологии. М., 1991. С. 127—134.
11. Островский Л. А., Антыпко Б. Е., Конюхова Т. А. Методические основы гидрогеологического районирования территории СССР. — М.: Недра, 1990.
12. Пересунько Д. И., Куренной В. В., Семенов С. М. Научно-методические основы создания системы «Литомониторинг СССР». — М.: ВСЕГИНГЕО, 1991.
13. Плотников Н. И., Карцев А. А., Рогинец И. И. Научно-методические основы экологической гидрогеологии. — М.: МГУ, 1992.
14. Реймерс Н. Ф. Природопользование. — М.: Мысль, 1990.
15. Сергеев Е. М. Инженерно-геологические аспекты рационального использования и охраны геологической среды. — М.: Наука, 1981.
16. Сычев К. И. Научное содержание и основные направления геоэкологии // Разведка и охрана недр. 1991. № 11. С. 2—7.
17. Требования к геолого-экономическим исследованиям и картографированию в 3-х выпусках / Составители: М. С. Галицын, В. Н. Островский, Л. А. Островский. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1990.
18. Фролов Н. М. Методологические проблемы гидрогеологии. — М.: НТО-горное, 1987.

УДК 556.314

© С. Р. Крайнов, 1993

Актуальные проблемы геохимико-экологического изучения качества подземных вод хозяйственно-питьевого назначения

С. Р. КРАЙНОВ (ВСЕГИНГЕО)

Основой хозяйственно-питьевого водоснабжения России являются подземные воды. Их доля в общем балансе водоснабжения в 1991—1992 гг. составила 55—60 %. Соответственно роль подземных вод в формировании экологического облика среды и влияние их на состояние здоровья населения весьма велики, поскольку химический состав подземных вод самым непосредствен-

ным образом влияет на физиологические функции и уровень распространения эндемических и других заболеваний человека. Поэтому во всех развитых странах качеству подземных вод, используемых для водоснабжения, уделяется самое пристальное внимание и оно очень тщательно с различных позиций изучается. В таких странах осуществляется государственная политика, спо-

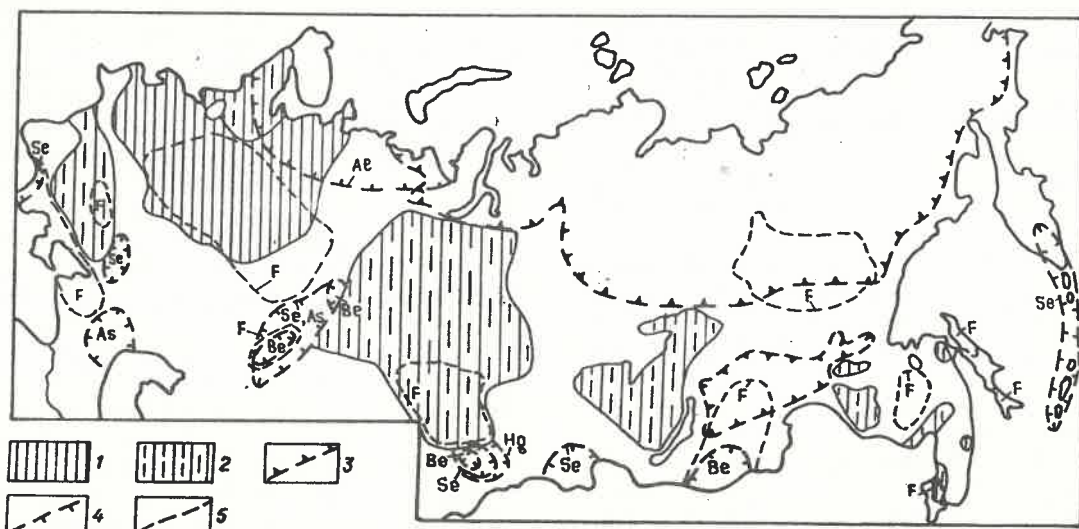


Рис. 1. Схема гидрогеохимических провинций подземных вод с повышенными концентрациями нормируемых химических элементов (исключены республики Средней Азии и Кавказа):

провинции с повышенными концентрациями: 1 — Fe; 2 — Fe, Mn; 3 — Fe в регионах многоэлементных пород; 4 — Be, Hg, Se, Al, As; 5 — F

собствующая сохранению качества подземных вод. Достаточно вспомнить закон о безопасности питьевой воды США (The Safe Drinking Water Act, 1974), согласно которому, любая система коммунального водоснабжения, обслуживающая 15 и более жилых объектов (около 25 человек), должна гарантировать соответствие подаваемой ею воды стандарту качества. Несоблюдение таких условий является основанием для обращения любого пользователя в суд и наложения больших штрафов на владельцев коммунальных систем.

Иная ситуация сейчас сложилась в России. Качество подземных вод, используемых для водоснабжения, в последние годы ухудшается. Существуют целые регионы, в пределах которых подземные воды имеют неудовлетворительное качество, т. е. не соответствуют ГОСТу «Вода питьевая» и ПДК вредных веществ [10]. Наиболее часто подземные воды из разряда кондиционных выводят повышенные содержания соединений N, F, Fe, Mn, Sr, Se, As, Be, органических веществ (пестициды, фенолы, углеводороды и их галогенозамещенные производные, ПАУ, диоксины и др.). И здесь дело не только в том, что эти вещества делают подземную воду непригодной для питьевого водоснабжения, но и в том, что даже умеренное потребление таких вод приводит к неблагоприятным генетическим последствиям и влияет на здоровье следующих поколений людей.

Рассматривая эту проблему, надо подчеркнуть важное положение, определяющее ге-

охимический фон, на котором происходит изменение качества подземных вод, используемых для водоснабжения; образование некондиционных подземных вод нельзя рассматривать только как результат их загрязнений промышленными, сельскохозяйственными, коммунально-бытовыми и другими отходами, причины этого явления глубже. Прежде всего, такие воды могут формироваться в результате естественных геохимических процессов, ведущих к созданию определенных геохимических типов подземных вод, благоприятных для миграции и накопления в них различных нормируемых химических элементов [2]. В пределах России имеются обширные региональные гидрогеохимические провинции F-, Fe-, Mn-, Sr-, As-, Be-содержащих подземных вод (рис. 1). Они доставляют дополнительные сложности в решении проблемы водоснабжения. Трудности увеличатся вследствие наложения на естественный процесс формирования химического состава подземных вод различных стоков промышленного, сельскохозяйственного и коммунально-бытового происхождения, а также нерациональной эксплуатации подземных вод, в результате которой усиливаются гидродинамические и геохимические взаимодействия водоносных горизонтов и в процесс водоснабжения втягиваются еще менее кондиционные воды смежных водоносных горизонтов. Классическим регионом в этом отношении среди стран СНГ является Молдова, где в гидрогеохимической провинции фторсодержащих подземных вод осуществлялась нерацио-

нальная эксплуатация сарматского и мелового водоносных горизонтов и в итоге были увеличены территория и количество населения, пораженные флюорозом. Вследствие нерациональной хозяйственной деятельности сейчас в России, особенно в районах нецентрализованного водоснабжения, около 50 % населения используют для питья некондиционную воду.

В динамике ухудшения качества подземных вод существуют три фундаментальных гидрогеохимических явления, достаточно быстро изменяющих экологическое состояние среды: а) формирование техногенных региональных гидрогеохимических провинций загрязненных подземных вод; б) возрастание экологической опасности отдельных групп органических веществ; в) снижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод верхних водоносных горизонтов и увеличение в связи с этим концентраций в них новых токсичных веществ.

Формирование техногенных региональных гидрогеохимических провинций загрязненных подземных вод. Такие техногенные гидрогеохимические провинции формируют соединения N (особенно нитраты), Al, Fe, Mn, Be, Hg, Cd. Имеются следующие причины регионального увеличения концентраций нитратов в подземных водах [3]. Темпы внесения удобрений в СССР были достаточно высоки, и во многих регионах количество вносимых удобрений превышало уровень 90—100 кг/га, необхо-

димый для сохранения допустимых концентраций в грунтовых водах. Это привело к тому, что в странах бывшего СССР уровень концентраций нитратов в подземных водах основательно повышен и достигает сотен миллиграммов, а в экстремальных случаях и нескольких граммов на 1 л. Типичные примеры таких регионов — Молдова, Литва, Латвия, Эстония, Припятское Полесье, Окско-Волжский водораздел, Зауралье и др. Таким образом, формируются региональные техногенные гидрогеохимические нитратные провинции, в которых происходит временное увеличение концентраций нитратов. При внесении удобрений < 90—100 кг/га формирование таких нитратных гидрогеохимических провинций сдерживается процессом денитрификации. В случае же превышения этого количества удобрений естественные процессы денитрификации отстают от темпов роста техногенного внесения NO_3 , и происходит возрастающее накопление нитратов в грунтовых водах, которое особенно интенсифицируется в южных засушливых регионах, где рост концентраций нитратов в грунтовых водах происходит параллельно росту минерализации [3].

Формирование нитратных гидрогеохимических провинций это общее явление, характерное для развитых стран. Так, в США некондиционные по азоту подземные воды распространены на 27 % территорий, в ФРГ число эксплуатационных скважин, дающих воду с повышенными концентрациями нитратов, достигает 6,6—9,0 %, в Нидерландах и Англии соответственно 7,5 и 19 % [3].

В настоящее время площади нитратных грунтовых вод в южных сельскохозяйственных регионах увеличиваются, о чем свидетельствуют данные мониторинга. Обобщение материала по слежению за качеством грунтовых вод, выполненное во многих развитых странах, показало, что при существующих темпах внесения удобрений скорость увеличения содержаний нитратов в таких водах составляет 0,1—6 мг/л в год. Это

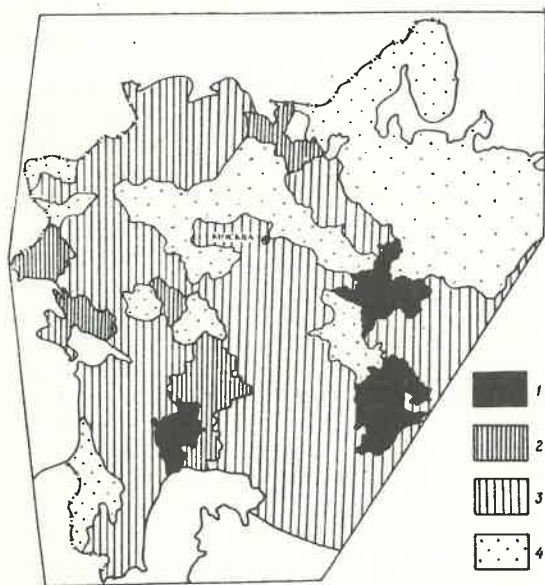


Рис. 2. Распространение нитратов в напорных водах европейской части бывшего СССР (по материалам В. П. Закутина, 1993):

концентрации нитратов, мг/л: 1 — > 45; 2 — 22...45; 3 — 9...22; 4 — < 9

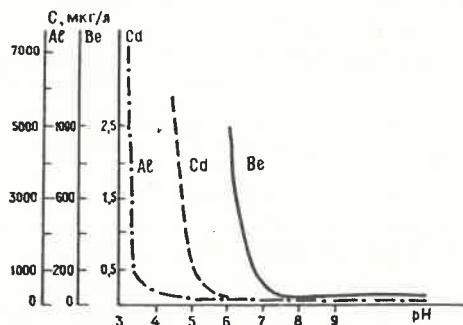


Рис. 3. Изменения концентраций Al, Cd, Be в подземных водах в зависимости от их pH

достаточно быстро увеличивает токсичность грунтовых вод и способствует эндемическим заболеваниям среди населения. Дополнительная опасность заключается в том, что фронт движения нитратов достаточно быстро продвигается в глубокие горизонты и во многих артезианских бассейнах уже достиг напорных вод. Скорость вертикального движения нитратов в водоносных известняках и песчаниках составляет ≈ 1 м в год. Загрязнение напорных вод продуктивных водоносных горизонтов артезианских бассейнов уже широко распространено (рис. 2).

Другими нормируемыми компонентами, приобретающими региональное экологическое значение в подземных водах, надо считать Al, Fe, Mn, Be, Hg, Cd, особенно в районах выпадения «кислых» дождей. Все эти элементы увеличивают свою миграционную способность в кислых подземных водах (рис. 3), и поэтому снижения pH грунтовых вод северных регионов под влиянием «кислых» дождей приводят к накоплению в них всех этих компонентов. При этом увеличению концентраций этих компонентов способствует не только простое увеличение концентраций H^+ в подземных водах и увеличение в связи с этим их агрессивности по отношению к породам, но и возрастание значимости комплексных соединений элементов с органическими веществами гумусового ряда. Особую экологическую значимость геохимические последствия «кислых» дождей приобретают в северо-западных регионах европейской части страны (Архангельская и Мурманская области, Карелия), тяготеющей к промышленным регионам России и Западной Европы, атмосферные выбросы которых способствуют образованию кислых осадков. Наиболее активный рост кислотности атмосферных осадков в мире происходит с начала 60-х годов, и это

означает, что с этого времени происходит рост концентраций названных химических элементов, особенно алюминия, в подземных водах верхних водоносных горизонтов.

Увеличение экологической значимости отдельных групп органических веществ. Перечень [10] нормирует в загрязненных водах хозяйственно-питьевого назначения более 1 300 органических веществ, но далеко не все они присутствуют в подземных водах. Общее число наиболее часто обнаруживаемых в подземных водах техногенных органических веществ приближается сейчас к 100. Установлено, что:

1. Существуют только определенные группы органических веществ, которые наиболее часто фиксируются в загрязненных подземных водах [7, 13, 15]. Это предельные и непредельные углеводороды, а также их хлорпроизводные (дихлорметан, трихлорметан, тетрахлорметан, дихлорэтан, трихлорэтан, трихлорэтэн, тетрахлорэтэн, трихлорэтилен, тетрахлорэтилен), ароматические углеводороды (бензол, толуол, ксилол, фенол) и их хлорпроизводные (хлорбензол, дихлорбензол, трихлорбензол).

2. Наиболее часто и в более высоких концентрациях в подземных водах обнаруживаются производные таких углеводородов, которые требуют более жестких (в отношении концентраций окислителя) условий окисления. Эти вещества наиболее устойчивы в реальных геохимических условиях подземных вод. Для полного их окисления необходимы или очень кислые окислители (типа хлорной кислоты), или очень активные биохимические процессы при высоких концентрациях реакционноспособного кислорода. Так, для окисления 1 мг предельного нефтяного углеводорода необходимы 3—4 мг O_2 , между тем как максимальное количество кислорода, обнаруживаемое в подземных водах верхних водоносных горизонтов редко превышает 10 мг/л. Поэтому такие органические вещества уже в начальных стадиях своего окисления способны лишить окружающие подземные воды кислорода и снизить их Eh до низких положительных значений. Это автоматически прекращает дальнейший процесс окисления углеводородов. Известно, что углеводороды и кислород являются антагонистами в подземных водах (рис. 4), и появление углеводородов сопровождается ореолами бескислородных вод с низкими значениями окислительно-восстановительного потенциала. Единственное, что может вывести углеводороды из подземных вод, это сорбционный процесс, который из-за обычного заполнения сорбционного комплекса мелкодисперсных пород, малоэффективен в отношении снижения концентраций углеводородов.

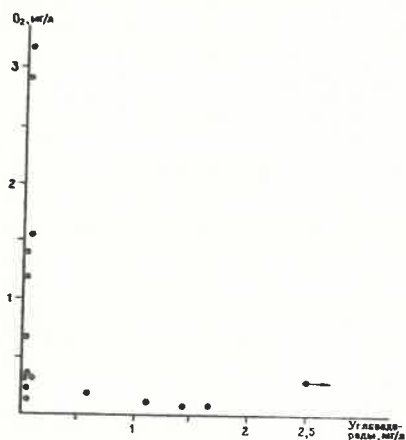


Рис. 4. Изменения концентраций растворенного кислорода в подземных водах в зависимости от концентраций в них нефтяного углеводорода

3. Окисляемость органических веществ зависит от их молекулярной массы, количества в них атомов углерода, их химической структуры. Наиболее распространенные органические вещества загрязненных подземных вод по их способности окисляться можно расположить в следующий ряд: предельные и ароматические углеводороды < непредельные углеводороды < спирты < кислоты. Этот ряд соответствует уменьшению молекулярной массы веществ, количества атомов углерода, что прямо пропорционально связано с количеством кислорода, потребного для окисления органических веществ, и вероятностью их сохранения в неизменном виде в подземных водах. Поэтому в загрязненных подземных водах гораздо чаще обнаруживаются предельные и ароматические углеводороды, которые в районах с развитой химической промышленностью приобретают региональное распространение в поверхностных и подземных водах, и реже спирты и карбоновые кислоты.

Таким образом, региональное распространение и высокие концентрации в загрязненных подземных водах могут чаще иметь трудноокисляемые углеводородные вещества, характеризующиеся высокой молекулярной массой и максимальным количеством атомов углерода в химической структуре, и требующие жестких условий окисления. Отсюда следует, что: а) такие органические вещества являются приоритетными для первичного аналитического изучения загрязненных подземных вод с целью их картирования; б) об уровне загрязнений подземных вод органическими веществами можно судить по таким показателям, как ХПК (метод бихроматной окисляемости), общее содержание растворенного углерода ($C_{орг}$) и окислительно-восстановительный потенциал подземных вод [2,11]. Здесь перечислены далеко не все органические вещества, которые представляют угрозу для качества подземных вод, — названы только наиболее часто обнаруживаемые в промышленных регионах. В сельских районах, помимо нитратов, все более острой является проблема пестицидов. В настоящее время в сельском хозяйстве развитых стран используется ≈ 300 видов пестицидов. Но в подземных водах обнаруживают около 50 видов, и среди них максимальные концентрации характерны для полихлорпинена, дибромэтана, токсафена, эндосульфана (ХОП), дизина, диметоата (ДОС), альдикарба, севина (карбаматы) [7]. Особую опасность представляют мышьяксодержащие пестициды. Имеются материалы о том, что в районах их использования количество мышьяка в подземных водах увеличивается до 0,6 мг/л, что на порядок выше его ПДК [12].

Важной проблемой геохимической экологии промышленных регионов является присутствие диоксинов — чрезвычайно токсичных соединений. Образование диоксинов — универсальный процесс многих химических производств с хлор- и бромзамещениями ароматических углеводородов, особенно фенолов, в присутствии кислорода. Например, при хлорировании питьевой воды, содержащей гумусовые вещества (фульво- и гуминовые кислоты) — источники фенолов, а также сами фенолы, образуются диоксины. Такие кислоты содержатся в поверхностных и грунтовых водах на большей части России, а просто фенолы распространены в водах всех крупных речных систем. При эксплуатационном водозаборе подземных вод в него часто вовлекаются поверхностные воды, содержащие диоксины. Во многих промышленных регионах концентрации обнаруженных в подземных водах диоксинов значительно превышают ПДК ($20 \cdot 10^{-12}$ г/л).

Снижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод и увеличение в них концентраций новых токсичных веществ. Оптимальные для водоснабжения кислородсодержащие подземные воды имеют окислительно-восстановительный потенциал порядка +350... +500 мВ. Такой Eh подземных вод определяет невозможность увеличения в них концентраций Fe, Mn, NH_4 , P, а также многих токсичных соединений тяжелых металлов с неокисленными органическими веществами (метилированные Hg, Pb, As и др.). В настоящее время деятельность человека приводит к снижению окислительно-восстановительного потенциала подземных вод верхних водоносных горизонтов [4]. Причиной такого снижения чаще являются неокисленные органические вещества, поступающие в подземные воды с промышленными, сельскохозяйственными и коммунально-бытовыми стоками. Эти вещества потребляют кислород на свое окисление, а также вызывают анаэробные и аэробные биохимические процессы. В результате концентрации кислорода в грунтовых водах снижаются до первых миллиграммов (при обычных 10—12 мг/л в незагрязненных водах) или он вообще исчезает. Такие грунтовые воды, не содержащие кислорода, уже широко распространены в верхних водоносных горизонтах. Eh этих вод уменьшается с нормальных для верхних горизонтов +400... +500 мВ до +250 и менее [4,5]. Последствие этого — создание благоприятной геохимической среды для миграции и накопления в подземных водах таких токсичных химических компонентов, как аммоний и фосфор, ПДК которых минимальны.

При низких Eh и высоких концентрациях

органических веществ происходят биохимические трансформации азота в ряду $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NH}_4^+$, а также возникают соединения фосфора с органическими веществами. Вследствие образования таких соединений геохимические барьеры, создаваемые в естественных условиях катионами Ca^{2+} и $\text{Fe}^{2+}, 3+$, оказываются недейственными, они уже не лимитируют распространение фосфора в подземных водах, и он приобретает способность накапливаться до высоких концентраций [1]. Максимальные концентрации этих компонентов в водах с низким окислительно-восстановительным потенциалом достигают: NH_4^+ — до нескольких граммов, PO_4^{3-} — до нескольких сотен миллиграммов на 1 л. Эти цифры на несколько порядков превышают ПДК. В этих же водах в условиях анаэробной среды и существования неокисленных органических веществ происходит метилирование ртути с образованием весьма токсичной монометилртути CH_3Hg^+ , ПДК которой 0,1 мкг/л. В анаэробных условиях такое метилирование может происходить даже при кларковых концентрациях ртути в породах и поэтому этот процесс широко распространен [9].

Кроме перечисленных компонентов, в таких водах происходит накопление всего комплекса химических элементов, восстановленные соединения которых более растворимы, чем окисленные. Это, прежде всего, Fe и Mn. Содержания этих элементов в бескислородных подземных водах соответственно достигают $n \cdot 10$ и n мг/л. Причина такого увеличения концентраций Fe и Mn в бескислородных подземных водах заключается в том, что геохимическое лимитирование этих элементов осуществляет уже не труднорастворимое соединение $\text{Fe}(\text{OH})_3$ с ПР $1,6 \cdot 10^{-39}$, а относительно хорошо растворимое $\text{Fe}(\text{OH})_2$ с ПР $7,9 \cdot 10^{-16}$. Вследствие этого возникает дефицит насыщения подземных вод по этому соединению, который ликвидируется переходом дополнительных масс Fe из пород в воду. В связи с этим происходящее в настоящее время региональное снижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод верхних водоносных горизонтов выводит их из разряда кондиционных сразу по нескольким компонентам. Мы сейчас имеем обширные площади артезианских бассейнов, подземные воды которых непригодны для водоснабжения из-за высоких концентраций NH_4 , P, Fe, Mn, а иногда и метилирующей ртути и других элементоорганических соединений (комплексные соединения тяжелых металлов, бериллия и других нормируемых элементов с техногенными органическими веществами). Геохимическую роль таких комплексных соединений с позиций их токсич-

ности и увеличения миграционных способностей элементов нам еще предстоит выяснить.

Завершая этот раздел статьи надо подчеркнуть, что в последние годы продолжается обнаружение в подземных водах новых химических элементов, которые ранее с позиций геохимии техногенеза не изучались и геохимическую и экологическую значимость которых еще предстоит понять. Это Cd (концентрации до 0, n мг/л), Ba (n мг/л), Cr ($n \cdot 10$ мг/л), As (n мг/л), Ge (0,0 n мг/л), Pu. Токсичность некоторых из этих элементов (Ge, As, Sn) особенно увеличивается вследствие их метилирования в анаэробной среде в присутствии органических веществ, являющихся донорами метилового радикала (углеводороды, гумусовые вещества, фенолы и др.).

Пути разработки методов геохимического прогноза качества загрязненных подземных вод. Загрязнения подземных вод сопровождаются не только простым привнесением новых веществ, но и вызывают новые геохимические процессы. В результате этих процессов происходят химические трансформации первичных загрязняющих веществ, переход новых химических элементов из пород в воду, а также процессы самоочищения этих вод от многих нормируемых веществ (элементы-гидролизаты, сорбционно соосаждающиеся микроэлементы).

По степени участия в таких геохимических процессах все компоненты загрязняющих веществ разделяются на консервативные и неконсервативные. Консервативные вещества имеют высокую растворимость в подземных водах; рост их концентраций реально не лимитируется геохимическими процессами, и они переносятся подземными водами без участия в геохимических реакциях (это NO_3^- при высоких значениях окислительно-восстановительного потенциала, Cl⁻, Br⁻, отдельные особенно трудноокисляемые органические вещества). Фронт движения этих веществ в подземных водах согласуется с фронтом движения самого растворителя (воды), и поэтому для прогноза их распространения в подземных водах можно использовать транспортные конвективные модели, не учитывающие гомогенные и гетерогенные взаимодействия этих веществ в гидрогеохимических системах.

Неконсервативные вещества активно участвуют в гомогенных и гетерогенных геохимических реакциях. Их концентрации в подземных водах обусловлены взаимодействиями с веществом подземных вод и пород. При таких взаимодействиях фронт движения загрязняющих веществ не соответствует фронту движения растворителя (воды) — он преломляется и искажается. Степень такого

искажения определяется свойствами химических веществ и интенсивностью геохимических взаимодействий. Применение к таким веществам транспортных моделей, не учитывающих этого, не может быть адекватным реальности и обычно завершается недостоверным прогнозом. Большинство загрязняющих веществ неконсервативны. Поэтому существует достаточно острая проблема создания таких прогнозных моделей, которые учитывают не только транспорт веществ в гидрогеологических структурах, но и геохимические взаимодействия, происходящие при этом.

Однако исторически сложилось так, что в гидрогеологии разработка методов прогнозного моделирования геохимических процессов в подземных водах имеет два параллельных направления: первое основано на классических принципах химической термодинамики, второе рассматривает параметры геохимических реакций в геофильтрационных и массопереносных моделях.

Наиболее теоретически корректно геохимические процессы учитываются при термодинамическом моделировании, основанном на принципах и методах равновесной химической термодинамики [8]. Важное преимущество термодинамического моделирования заключается в определении предельных термодинамически возможных концентраций химических веществ в загрязненных подземных водах любого химического состава. При этом достигается вполне адекватное описание физико-химической сущности процессов, происходящих в гомогенных и гетерогенных гидрогеохимических системах. Хорошо разработанный аппарат химической термодинамики Гиббса позволяет давать формализованное описание таких процессов и выражать их в соответствующих моделях гидрогеохимических явлений.

В теоретическую основу термодинамического моделирования заложены представления о существовании в гидрогеохимических системах состояний частичных или локальных химических равновесий, а также о миграционных формах химических веществ в подземных водах и процессах комплексообразования в них. Модель комплексообразования веществ позволяет рассчитывать не только миграционные формы и их геохимические трансформации в подземных водах, но и количественно оценивать массы веществ, переходящие из пород в подземные воды. В итоге термодинамическое моделирование гидрогеохимических явлений в системе загрязненных подземных вод дает возможность с помощью ЭВМ прогнозировать результирующий химический состав таких вод, формирующийся при различных гомогенных и гетерогенных геохимических вза-

имодействиях, а также вычислять количественный новообразующийся состав равновесной ассоциации минеральных твердых фаз при данных геохимических и термодинамических условиях.

В настоящее время имеется достаточно много компьютерных термодинамических программ, которые позволяют корректно решать такие вопросы. Наиболее известны и продуктивны для целей гидрогеологии программы серии MIF (ВСЕГИНГЕО), ГИББС (МГУ), WATEQ, MINTEQ (США). Их возможности и ограничения даны нами в специальной работе [6].

При всех своих положительных качествах термодинамическое моделирование имеет существенное ограничение, заключающееся в том, что рассмотрение в нем геохимических процессов происходит вне временных координат — устанавливается только направление процессов и их вероятный конечный результат. Этот недостаток отчасти компенсируется относительно высокими скоростями приближения реальных гидрогеохимических систем (особенно некоторых гомогенных) к состояниям химического равновесия. Другой недостаток термодинамического моделирования: прогноз действителен только в том случае, если гидрогеохимическая система развивается в сторону химически равновесных состояний, а это происходит при определенных скоростях фильтрации подземных вод. Но это далеко не всегда так, поскольку существуют такие скорости фильтрации подземных вод, при которых гидрогеохимические системы не могут достичь состояния химического равновесия [5]. В таких условиях возможности прогноза явно ограничены, поскольку невозможно выяснить, какие же концентрации веществ установятся в неравновесной системе.

В этих случаях геохимические взаимодействия учитываются внесением параметров этих взаимодействий в геофильтрационные и массопереносные модели. Для этого можно использовать: эффективные параметры, характеризующие процессы разделения растворенных веществ и растворителя в реальных гидрогеологических системах; термодинамические и кинетические параметры геохимических реакций в уравнениях массопереноса. Все это достаточно сложно и далеко не всегда может обеспечить адекватность моделей реальности. Поэтому сейчас необходим синтез термодинамических моделей, обеспечивающих адекватное описание и расчет геохимических взаимодействий в гидрогеохимических системах загрязненных подземных вод, с транспортными массопереносными моделями, учитывающими влияние времени и скоростей движения воды на концентрации веществ.

Имеется несколько путей такого синтеза,

но, вероятно, наиболее оптимальный путь связан с разделением прогнозных задач на отдельные подсистемы, рассчитываемые различными методами. Например, создаются три подсистемы — транспортная, термодинамическая и кинетическая. В зависимости от гидрогеологических ситуаций и свойств прогнозируемых химических веществ могут рассматриваться или все три подсистемы, или только некоторые из них. Так, для Al , распределение которого связано преимущественно с локальными реакциями на месте, важнейшей должна быть термодинамическая подсистема; для Cl^- , концентрации которого определяются массопереносом, важнейшей будет транспортная подсистема; для F^- , количество которого определяется транспортом и химическими реакциями, в прогнозных моделях должны работать все три подсистемы. Именно такой путь принят сейчас при разработке прогнозных моделей в ведущих развитых странах мира; это позволяет одновременно давать количественный прогноз как для консервативных, так и неконсервативных веществ загрязненных подземных вод. Основным недостатком такого пути синтеза моделей — необходимость значительного машинного времени для решения комплексных прогнозных задач.

Актуальные проблемы дальнейших исследований. Задача современных гидрогеологических исследований при изучении подземных вод хозяйственно-питьевого назначения это не только контроль за их качеством и прогноз его изменений. Не менее важна разработка практических рекомендаций по сохранению и улучшению этого качества. В этом отношении наиболее актуальны и перспективны проблема расчета допустимых загрязняющих нагрузок на подземные воды различных геохимических типов и проблема управления качеством подземных вод непосредственно в водоносных горизонтах.

Сущность первой проблемы в том, что по отношению к загрязняющим веществам подземные воды всегда обладают определенной степенью окислительно-восстановительной и кислотно-щелочной буферности, позволяющей до определенного предела перерабатывать эти вещества без ущерба для качества, регламентируемого ГОСТом «Вода питьевая» и Перечнем [10]. Основа буферности подземных вод — их способность сохранять такие оптимальные Eh-pH состояния, которые препятствуют накоплению в них нормируемых компонентов. В связи с этим буферность подземных вод определяется емкостью Eh-pH систем подземных вод. Система является забуференной благодаря присутствию в ней таких Eh и pH-задающих веществ, которые способны противостоять внешним воздействиям загрязняющих ве-

ществ. Так, из всех видов pH буферности для нас важнейшее значение имеет карбонатная.

Окислительно-восстановительная буферность подземных вод определяется соотношением окисленных и восстановленных форм переменного-валентных элементов Fe^{3+}/Fe^{2+} , O_2/H_2O и др. Чем ниже концентрации Eh и pH задающих компонентов, тем меньше буферные способности подземных вод, поскольку в таких условиях уже небольшие концентрации загрязняющих веществ способны изменить Eh-pH состояния подземных вод. Буферность подземных вод далеко неодинакова в отношении различных загрязняющих веществ. Она может быть достаточно высокой по отношению к неорганическим компонентам. Примеры такой буферности мы имеем при нейтрализации «кислых» дождей подземными водами с высокими концентрациями HCO_3^- , гидролизном осаждении бериллия загрязняющих стоков нейтральными и щелочными водами, различных соосаждений микроэлементов (Cd, Hg, As и др.) гидроксидами железа из кислородсодержащих подземных вод и т. д. В отношении же органических веществ буферность подземных вод оказывается всегда меньшей. Это уже ясно из предыдущих разделов данной статьи, поскольку тех концентраций кислорода, которые содержат подземные воды, всегда недостаточно для окисления большинства органических веществ, загрязняющих подземные воды.

Из этих понятий буферности и возможностей ее численного определения следуют возможности определения допустимых техногенных загрязняющих нагрузок для подземных вод. Под допустимой нагрузкой для подземных вод понимаются такие концентрации загрязняющих веществ, которые могут быть приняты и переработаны подземными водами без ущерба для их качества, определяемого по ГОСТу «Вода питьевая» и Перечню [10]. На основе рассмотренных теоретических представлений о емкости буферных систем подземных вод и допустимых загрязняющих нагрузок на них можно рассчитать те количества загрязняющих веществ, которые могут связать подземные воды и вмещающие породы без ущерба для своего качества. Так, достаточно легко можно рассчитать концентрации HCO_3^- в подземных водах, которые могут нейтрализовать «кислые» дожди, а также те концентрации Be, Fe, Al и других элементов-гидролизатов, которые может осадить подземная вода различного химического состава. Такие расчеты не представляют трудности, поскольку имеются компьютерные программы, позволяющие моделировать любые гидрогеохимические ситуации (например, про-

граммы серии MIF, разработанные во ВСЕ-ГИНГЕО). Современная задача состоит в том, чтобы расширить действие этих компьютерных программ в отношении большинства нормируемых веществ, особенно техногенного происхождения.

Другая важнейшая актуальная проблема современной геохимии подземных вод хозяйственно-питьевого назначения это управление качеством таких вод. Управление это любое изменение состояния объекта, системы или процесса, ведущее к достижению поставленной цели. В нашем случае это такие направленные инженерные изменения гидрогеохимической ситуации, которые ведут к формированию или (и) к сохранению требуемого химического состава подземных вод [2]. Научная сущность этой проблемы заключается в том, что каждое загрязняющее вещество имеет свои Eh-pH поля стабильности существования в подземных водах [4]. Перевод с помощью гидрогеологических и инженерно-технологических мероприятий геохимических показателей подземных вод из одного Eh-pH поля в другое приводит к геохимической нестабильности загрязняющих веществ в подземных водах и их самоочищению от этих веществ. Примеры: увеличение в окислительно-восстановительного потенциала с низких до высоких положительных значений всегда приводит к окислительному самоочищению подземных вод от железа, а также от многих соосаждающихся с гидроксидами железа микроэлементов (Mn, Cd, Hg, Be, As и др.); увеличение pH подземных вод приводит к их гидролизному очищению от Be, Al и других элементов-гидролизатов.

Зная конечные требования к концентрациям нормируемых элементов (определяемых их ПДК по ГОСТу «Вода питьевая» и Перечню [10], возможно на основе решения обратных задач геохимического термодинамического моделирования установить те гидрогеохимические условия, которые необходимо создать в водоносном пласте для получения и удержания этих оптимальных концентраций. Имеются два основных пути такого инженерного изменения химического состава подземных вод: создание геохимических барьеров для отдельных химических компонентов путем закачки в пласт специально созданных растворов и привлечение из смежных водоносных горизонтов таких подземных вод, химический состав которых обладает свойством создавать такие барьеры. Оба пути на основе различных эмпирических приемов уже используют в гидрогеологической практике. Известен метод «Виредокс» для освобождения подземных вод в пласте от железа; выполняются различные

мероприятия для очищения подземных вод от нитратов или аммония и т. д.

Сейчас пути управления качеством подземных вод находятся в первичной эмпирической стадии — современная задача заключается в разработке методов точного расчета таких мероприятий. Такая задача принципиально разрешима, особенно с помощью термодинамического моделирования.

В то же время ясно, что проблему управления качеством подземных вод нельзя рассматривать только как гидрогеохимическую. Это в целом гидрогеологическая проблема, при решении которой должен быть осуществлен синтез трех направлений гидрогеологии — гидрогеохимического, гидрогеодинамического и экономического. Решаемые при этом задачи управления являются оптимизационными; на основе комплекса показателей они сводятся к нахождению оптимума какой-либо рассматриваемой функции или соответственно оптимальных условий проведения процесса. Иными словами, следует не просто достичь определенной цели, а обеспечить ее достижение самым наилучшим образом относительно каких-либо избранных критериев. При решении наших задач управления в зависимости от конкретных условий в качестве критериев оптимизации могут быть взяты эксплуатационные (например, производительность водозабора) или экономические (стоимость определенного объема воды) критерии.

Гидрогеохимическая часть проблемы управления достаточно хорошо разработана. Мы относительно хорошо знаем те геохимические процессы, которые должны происходить в водоносном горизонте для очищения подземных вод от каких-либо компонентов, особенно неорганических. Знание этих процессов достигло такого уровня, что их можно количественно воспроизводить на основе решения прямых и обратных задач термодинамического моделирования. Гораздо сложнее реализация такого управления на основе синтеза гидрогеохимических основ управления с его гидрогеодинамическими и экономическими основами. Именно в разработке путей такого синтеза заключается современная задача управления качеством подземных вод.

В заключение следует подчеркнуть два важных момента, которые обеспечивают прогресс в геохимико-экологическом изучении качества подземных вод.

1. Геохимико-экологические задачи, связанные с изучением качества подземных вод являются многофакторными. Прогнозирование и управление качеством подземных вод может полноценно и корректно проводиться только на основе мощного компьютерного обеспечения, что подтверждается анализом работ, выполняемых в США [6]. 2. Такие

задачи всегда требуют полной информации о химическом составе подземных вод и его временных изменениях. Невозможно получить строгие количественные решения на основе мало достоверного (и даже недостоверного) аналитического материала, которым иногда оперируют в гидрогеологических организациях. Количественным методам прогностического моделирования и управления должна соответствовать адекватная количественная аналитическая информация. Перед геоэкологической службой России стоит задача получения такой информации.

Необходимо напомнить и о важной проблеме радиоактивного загрязнения подземных вод. Это гораздо более обширная, чем представляется, проблема, связанная не только с аварией на Чернобыльской АЭС, но и вызываемая штатной работой других АЭС и многих радиохимических предприятий. Такая работа обычно сопровождается увеличением радиоактивности среды, в создании которой участвуют не только Cs^{137} , Str^{90} , но и другие радионуклиды (короткоживущие, наведенные и др.). Их геохимическое поведение в подземных водах еще предстоит изучить.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геохимия фосфора в подземных водах с околонефтяной реакцией / С. Р. Крайнов, Л. И. Матвеева и др. // Геохимия. 1993. № 4. С. 580—596.
2. Крайнов С. Р., Швеиц В. М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. — М.: Недра, 1987.
3. Крайнов С. Р., Закутин В. П., Соломин Г. А.

- Содержания азота в подземных водах хозяйственно-питьевого назначения. — М.: ВИЭМС, 1989.
4. Крайнов С. Р., Фойгт Г. Ю., Закутин В. П. Геохимические и экологические последствия изменений геохимического состава подземных вод под влиянием загрязняющих веществ // Геохимия. 1993. № 2. С. 169—182.
 5. Крайнов С. Р., Швеиц В. М. Гидрогеохимия. — М.: Недра, 1992.
 6. Крайнов С. Р. Обзор термодинамических программ, используемых в США при геохимическом изучении подземных вод, система компьютеризации научных лабораторий США // Геохимия. 1993. № 5. С. 685—696.
 7. Мелькановицкая С. Г. Органические загрязнители подземных вод и метод их исследования. — М.: ВИЭМС, 1988.
 8. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / Под ред. С. Р. Крайнова. — М.: Недра, 1988.
 9. Поведение ртути и других тяжелых металлов в экосистемах. — Новосибирск: Наука, 1989. Ч. 3.
 10. Предельно допустимые концентрации (ПДК) и ориентировочные безопасные уровни воздействия вредных веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового использования — М.: Минздрав СССР, 1983.
 11. Harper F. History and implementation of total organic halogen methodology as an indicator of groundwater quality. Ground Water Monit. Rev. 1984. № 1. P. 46—48.
 12. Horvath. A study of arsenic pesticides in Jural-Hungary. Stug and Repts. Hydrol. 1980. № 3. P. 253—262.
 13. Thurman E. M. Organic geochemistry of natural waters U. S. Geol Surv. 1985. Denver.
 14. Transport of dissolved Hydrocarbons Influenced by oxygen—Limited Biodegradation / R. Borden, P. Bedient and all // Water Res. Res. Vol 22. № 3. P. 1983—1990.
 15. Zoeteman B., Greef E., Brinkman F. Persistancy of organic contaminants in ground water // Sci. total Environ. 1981. № 21, P. 187—202.

Рецензия

© А. В. Лапо, Э. И. Колчинский, 1993

Покрытые кровью страницы*

А. В. ЛАПО (ВСЕГЕИ), Э. И. КОЛЧИНСКИЙ (Санкт-Петербургский филиал ИИЕТ РАН)

Отечественная литература по истории геологии крайне скудна биографическими материалами, особенно справочными. При этом работы, опубликованные до недавнего времени, страдали неполнотой сведений при изложении трагических событий жизненного пути многих видных геологов. Появились даже штампы типа: «С 1931 г. Петр Николаевич работал на севере» (из биографии П. Н. Чирвинского, изданной в 1983 г.).

«Репрессированные геологи» — первый биографи-

ческий справочник, высвечивающий покрытые кровью страницы отечественной геологии. В книге представлены биографические сведения о более 400 подвергшихся различным формам репрессий отечественных геологов, геофизиков, топографов, вычислителей и промывальщиков полевых партий, маркшейдеров, сотрудников других специальностей, работавших в геологических учреждениях и вузах. Под репрессиями при этом справедливо понимаются не только расстрелы и длительные заключения, но также кратковременные аресты и обыски. Включение же лиц, покончивших жизнь самоубийством из-за страха репрессий, представляется не вполне корректным.

При составлении книги учтены репрессии за весь послеоктябрьский период: от ареста в Зимнем дворце

* Репрессированные геологи (биографические материалы) / Составители: Л. Н. Беляков, Е. М. Заблоцкий, Л. В. Никольская, Ф. Ф. Перченко (редактор-составитель). Отв. редактор С. А. Руденко. СПб., 1992.

25 октября 1917 г. членов Временного правительства (А. В. Ливеровский, П. И. Пальчинский) и жертв «красного террора» 1919—1920 гг. (А. В. Адрианов, П. Я. Армашевский) до преследования диссидентов начала 80-х годов (М. Н. Коляда, М. Н. Ланда). Воистину многие геологи могли повторить за Анной Ахматовой: «Я была тогда с моим народом, там, где мой народ, к несчастью, был».

Имена геологов представлены в списках репрессированных практически по всем «масштабным» акциям ВЧК—ОГПУ—НКВД—КГБ: аресты 1919—1923 гг. в связи с попытками преподавательского состава вузов отстоять независимость высшей школы (А. А. Гапеев, Т. П. Кравец, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг), дело «Петроградской боевой организации» 1921 г. (П. И. Бутов, В. М. Козловский, Н. Ф. Погребов, В. Н. Таганцев, В. И. Яворский), процесс «Промпартии» 1929 г. (П. И. Пальчинский), дела Академии наук 1930 г. (П. В. Виттенбург, А. А. Зеленецкий, М. О. Клер, А. Н. Криштофович, П. И. Полевой) и 1938 г. (Г. Л. Стадников), чистка Ленинграда от «социально опасных элементов» в 1935 г. (Б. Ф. Мефферт, А. А. Рассушин, Г. Н. Фредерикс, В. В. Чердынцев), дело «Союза старой русской интеллигенции» 1941—1942 гг. (А. М. Журавский, Н. В. Розе), послевоенные репрессии против бывших военнопленных (И. В. Лучицкий, У. Н. Мадерни, А. Д. Миклухо-Маклай, И. Ф. Пустовалов и многие другие), «ленинградское дело» 1949—1950 гг. (Т. В. Захржевская, П. И. Левин).

Из представленных в книге материалов выявляются и специфические репрессивные акции «геологического профиля»: репрессии в связи с разгоном Геолкома в 1928 г. (А. К. Мейстер, Н. Н. Тихонович, А. Н. Флеров), «нефтяные дела» 1929—1930 гг. (К. П. Калицкий, Н. М. Леднев, И. Н. Стрижов) и 1937 г. (С. В. Шумилин), «дело о вредительской и шпионской деятельности контрреволюционных групп в геологоразведочной промышленности» 1930—1931 гг. (В. К. Котульский, С. Ф. Малайкин, П. Н. Чирвинский и др.), геофизическая ветвь «пулковского дела» (В. Р. Бурсиан, Н. А. Козырев, Б. В. Нумеров, В. К. Фредерикс и др.), дело Ленинградского горного института 1937 г. (В. Ю. Черкесов), «дело о вредительстве в области геологии» 1949—1950 гг., явно увязанное с борьбой с космополитизмом (Н. А. Орлов, В. Р. Рабинович, Я. М. Ром).

Возможно, инициировал репрессии и 17 Международный геологический конгресс, проходивший в Москве в 1937 г. Всемирно известных ученых Д. И. Мушкетова и Н. И. Свитальского арестовали (и вскоре расстреляли) еще до конгресса. Многие активные участники конгресса и лица, его готовившие, были репрессированы вскоре после его проведения: Б. В. Дидковский, Г. А. Дуткевич (оба были расстреляны), Е. В. Иванов, В. А. Калюжный, В. В. Черных, Ю. М. Шейнманн. К этому времени относятся и репрессии против крупнейших полярных геологов М. М. Ермолаева, Р. Л. Самойловича и Н. Н. Урванцева.

Особенно масштабным среди всех карательных акций «геологического профиля» оказалось т. н. «красноярское дело» 1949 г. По нему было арестовано несколько десятков специалистов из Москвы, Ленинграда, Красноярска, Новосибирска и Томска. Среди них известные геологи А. Г. Вологдин, И. Ф. Григорьев, В. К. Котульский, В. М. Крейтер, М. М. Тетяев, Ф. Н. Шахов и Я. С. Эдельштейн. По существу, полностью было смещено и руководство Министерства геологии СССР.

Роковым образом складывалась судьба «красных директоров» Геолкома — ЦНИГРИ, быстро сменявших друг друга в 1929—1936 гг.: из семерых — И. И. Радченко, А. С. Зорабяна, В. А. Языкова, С. А. Аржеоскаева, Н. А. Худякова, С. Д. Перкина и Т. Т. Литвинова — уцелели лишь двое последних; остальные были расстреляны в 1937—1938. Пик репрессий приходится на эти два года: не менее одной пятой всех попавших в печальные списки геологов были репрессированы именно тогда. К ним же приурочена и большая часть «расстрельных» приговоров. Видимо, прав был К. В.

Войновский-Кригер, считая, что ему повезло, что его арестовали уже в 1930 — иначе бы непременно расстреляли в 1937 году... Помимо поражающих своей абсурдностью обвинений в контрреволюционной пропаганде, троцкизме, шпионаже и подготовке террористических актов, геологам иногда предъявляли и такие, которые больше подходили к их специальности: неверное истолкование разреза (Г. Н. Фредерикс), сокрытие месторождений (В. И. Усслеников), разведка перспективных месторождений и неразведанность перспективных (В. М. Крейтер).

Читая книгу, поражаешься масштабу и своеобразной «репрезентативности» репрессий. Никто не должен был чувствовать себя в безопасности. Брили всех: от двадцатилетних юнцов (К. В. Флуг) до глубоких стариков (Я. С. Эдельштейн), даже почти слепых (А. К. Мейстер); от рядовых топографов, инженеров, геодезистов (Б. Н. Хавский, А. И. Филимонов, Е. В. Петряков, А. А. Сержант) до директоров и ректоров институтов (Д. Е. Перкин, И. Ф. Григорьев, Н. Н. Горностаев, Н. В. Грачев, Г. И. Горещкий, В. А. Языков), от неоперившихся студентов (М. А. Гневушев, В. И. Сливков) до академиков и членов-корреспондентов АН СССР (П. П. Лазарев, А. Г. Вологдин), от представителей дореволюционной интеллигенции (С. А. Добров, П. Л. Драверт, П. И. Бутов) до выпускников рабфаков (В. А. Калюжный); арестовывали даже бывших командармов (Н. А. Худяков) и редких в ту пору орденосцев. Аресты были не предсказуемы. Так, М. М. Тетяев в 1948 г. был дважды (!) награжден орденом Ленина, а в следующем году арестован; Я. С. Эдельштейн был в 1949 г. награжден орденом Ленина и арестован в том же году. Немало крупных геологов, составляющих гордость отечественной и мировой науки, подверглись репрессиям. Среди них 16 академиков и членов-корреспондентов АН СССР (Б. Б. Полюнов, Л. С. Лейбензон, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Б. П. Нумеров и др.), 7 заслуженных деятелей науки РСФСР, 76 профессоров и докторов наук. Были репрессированы ближайшие сотрудники и ученики крупнейших ученых, например В. И. Вернадского, весь научный авторитет которого и чья самоотверженная борьба в самых высших инстанциях за освобождение своих коллег и учеников не могли помочь освободить А. М. Симорина, Б. Л. Личкова, В. А. Зильберминца, Б. К. Бруновского, И. И. Гинзбурга... Если при этом учесть, что среди репрессированных были основатели новых научных направлений и целых отраслей научного знания, то встает страшная картина разгрома, учиненного в отечественной геологии.

Книга «Репрессированные геологи» вскрывает огромный пласт ранее не публиковавшихся материалов и может служить уникальным в своем роде сводом биографических сведений о геологах, в той или иной форме подвергшихся репрессиям. Пропусков имен в книге удивительно мало. После специальных розысков мы можем назвать лишь несколько пропущенных имен. В их числе: геолог-нефтяник и видный отраслевой администратор В. М. Сеников, сотрудники ЦНИГРИ Н. А. Орлов, Д. Г. Успенский и П. Н. Яковлев, геологи-угольщики В. И. Скок и Л. М. Шорохов, отбывавшие срок в Воркуте Л. Н. Беляев, И. А. Габович, В. В. Погоревич и И. М. Попов, на Алтае — М. Ф. Розен да подвергшаяся кратковременному аресту В. А. Варсанюфьева.

В отношении описания репрессий книга насыщена разнообразной информацией. Такой подход авторов представляется справедливым — ведь именно эти сведения, как указывалось выше, опускались в издававшейся ранее биографической литературе о геологах. В рецензируемой книге не хватает, однако, другого: анализа научной и производственной деятельности упомянутых в книге лиц, краткой характеристики их вклада в геологическую науку. Такие сведения явно недостаточны в персоналиях Б. А. Алферова, И. О. Брода, В. Н. Верещагина, В. И. Вернадского, К. Г. Войновского-Кригера, И. И. Гинзбурга, А. А. Глаголева, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Л. С. Либровича, Б. Л.

Личкова, А. В. Македонова, Г. Ф. Мирчинка, Ф. Н. Шахова, С. С. Шульца. С другой стороны, некоторые ненужные детали приводятся в биографических справках об А. Н. Егунове, Р. С. Ильине, Н. Н. Инкине, Н. М. Ледневе, Ю. В. Мурахтанове, З. И. Цзю.

В предисловии к книге составители приводят схему построения словарных статей, однако, «стремясь создать книгу, которая служила бы не только для справок, но и для чтения», они оговаривают себе право свободного пользования этой схемой. Вряд ли это правильно. Главная ценность книги — в содержащемся в ней колоссальном фактическом материале, и для удобства усвоения и использования этого материала он, по нашему мнению, должен быть унифицирован.

В книге имеются мелкие ошибки, чувствуются следы недоработки: не расшифрованы некоторые встречающиеся в тексте аббревиатуры, не указана степень родства репрессированных геологов. Н. Д. Зленко не могла работать в ГЕОХИ в 1933—1935 гг. (с. 57) — этот институт существует лишь с 1947 г.; его предшественником была Биогеохимическая лаборатория АН СССР (БИОГЕЛ), где, видимо, и работала Н. Д. Зленко. По этой же причине Опытная сапропелевая станция в Залучье (с. 14, 127) не могла принадлежать ГЕОХИ в 30-е годы; она подчинялась или БИОГЕЛ, или непосредственно АН СССР. В книге многократно упоминается Горный институт (видимо, Ленинградский) без указания его местоположения; на с. 86 указана дата ареста Л. С. Лейбензона, но не указан год и т. д. Особенно уязвим для критики список литературы — здесь приводится главным образом библиография появившихся в последние годы публикаций о репрессиях

против геологов; подготовка же биографической литературы, изданной в «застойные» годы, по существу, случайна.

«Сохранить в истории отечественной геологии имена репрессированных, независимо от степени их известности, — задача настоящего издания», — сказано в предисловии редактора (с. 5). Составители проделали огромную работу по сбору фактического материала, перед которой можно только преклоняться. Задачу свою они выполнили блестяще. Остается только пожалеть, что книга, представляющая огромный интерес как для геологов, так и для историков, издана ничтожным тиражом — всего одна тысяча экземпляров.

Эта работа, бесспорно, нуждается в продолжении. Следующим ее этапом должна быть подготовка на основе рецензируемого издания научно выверенного справочника (желательно, под тем же названием). Этот справочник должен состоять из написанных по единому плану персоналий, содержащих информацию не только о тех репрессиях, которым подвергся тот или иной геолог, но и о его вкладе в геологию. Здесь более строго, чем в рецензируемом издании, следует подойти к отбору описываемых лиц — всех негеологов, видимо, следует исключить. Справочник должен сопровождаться портретами геологов, тщательно разработанным справочным аппаратом, достаточно полной библиографией и, что весьма желательно, вводной статьей об истории репрессий, которым подверглась отечественная геология. Подготовка такого рода справочника — насущная задача.

Создан премиальный и издательский фонд имени академика В. И. Смирнова

В. И. Смирнов — признанный мировой лидер в области рудной геологии, много сделавший для развития учения о геологии полезных ископаемых, создания и расширения минерально-сырьевой базы России и подготовки национальных кадров.

После кончины Владимира Ивановича в 1988 году Геологическим факультетом МГУ им. М. В. Ломоносова ежегодно в день его рождения проводятся памятные научные чтения.

С целью увековечения памяти выдающегося российского геолога МГУ им. М. В. Ломоносова, Геологический факультет МГУ, кафедра полезных ископаемых, МГГА, Геолбанк, Роскомнедра, ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ЦНИГРИ, МАГКО, ВИМС, ИМГРЭ, ИГГ УрО РАН, Институт геологии КНЦ РАН учредили премиальный и издательский фонд имени академика В. И. Смирнова.

19 мая состоялось организационное собрание учредителей, на котором утверждены устав фонда, положение о премиях научным работникам и студентам, избран Совет учредителей, Бюро Совета учредителей и намечена программа деятельности фонда. 9 сентября 1993 года фонд был официально зарегистрирован. Средства фонда формируются из ежегодных взносов учредителей на специальный счет. В 1993 г. наиболее крупный взнос сделал Геолбанк. Все ведущие геологические институты и организации поддержали фонд и перевели денежные взносы.

Фонд планирует ежегодно присуждать две премии научным сотрудникам и несколько премий студентам МГУ, МГГА и других вузов России. Присуждение премий приурочивается к Смирновским научным чтениям и производится на конкурсной основе по заявкам организаций или научных работников. Студенческие премии присуждаются по результатам ежегодных научных студенческих конференций. Все материалы представляются в Совет фонда к 1 октября по адресу: Москва 119899, Воробьевы горы, Геологический факультет МГУ, кафедра полезных ископаемых, Смирновский фонд.

Заявка на премию должна содержать необходимую мотивацию, включая указания и ссылки на работы и направления деятельности В. И. Смирнова, получившие развитие в соответствующем исследовании. К заявке прилагается текст работы либо ее аннотированное содержание, которое может быть основой для доклада на научных чтениях и последующей публикации, а также письма-рекомендации организаций или одного-двух известных ученых в области геологии рудных месторождений и металлогении.

Победители конкурса получают дипломы и денежные премии. Размер денежного вознаграждения зависит от уровня накопленного мемориального фонда и определяется Советом учредителей. Через каждые два года публикуются в специальном сборнике материалы научных чтений и лучшие доклады студентов.

Совет учредителей обращается к широкой общественности, геологическим комитетам, научно-исследовательским, производственным и коммерческим организациям, частным фирмам и банкам, ученикам и последователям В. И. Смирнова как в России, так и в других странах поддержать Смирновский фонд. Форма поддержки может быть самая разнообразная — вхождение в состав учредителей, разовый финансовый взнос, участие в работе фонда, и возможны другие варианты деятельности, способствующие творческому развитию научного наследия академика В. И. Смирнова.

Реквизиты для перевода взноса в премиальный фонд Смирнова: Р/с 141334 в Ленинском отд. МББ г. Москвы. МФО 201188. Геологический факультет. Фонд Смирнова. Телефон для справок: 939-23-51, 220-70-43.

Конкурс на соискание премии имени С. С. Смирнова

Российская академия наук объявляет конкурс на соискание премии имени С. С. Смирнова 1994 г., присуждаемой отечественным ученым за лучшие научные работы по изучению месторождений полезных ископаемых и металлогении.

Премии присуждаются за отдельные научные работы, открытия, изобретения или за совокупность работ единой тематики, как правило, одного автора. При представлении коллективных работ могут выдвигаться только ведущие авторы и не более трех.

Право выдвижения кандидатов на премию предоставляется академикам и членам-корреспондентам Российской академии наук; научным учреждениям; высшими учебным заведениям; научным и инженерно-техническим обществам; научным советам РАН и других ведомств по важнейшим проблемам науки; научно-техническим советам государственных комитетов, министерств, ведомств; техническим советам промышленных предприятий; конструкторским бюро.

Организации или отдельные лица, выдвинувшие кандидата на соискание премии имени С. С. Смирнова 1994 г., должны до 16 июня 1994 года представить в Экспертную комиссию следующие материалы (по адресу: 117901, Москва, Ленинский проспект, 32а. ОГГГГН РАН) с надписью <на соискание премии имени С. С. Смирнова>.

1) мотивированное представление, включающее научную характеристику работы (серии работ), ее значение для развития науки и народного хозяйства;

2) опубликованную научную работу (серию работ);

3) сведения об авторе (перечень не более 10 основных научных работ, место работы, занимаемая должность, ученое звание, телефоны, домашний адрес);

4) справку, свидетельствующую о том, что представляемая на конкурс работа ранее не удостоивалась государственных премий, а также именных государственных премий (при представлении серии работ в их число не могут включаться работы, за которые кандидату была присуждена Государственная премия).

Все документы представляются в двух экземплярах, а опубликованная работа в трех экземплярах.

Справки по телефону 938-18-84

Экспертная комиссия по присуждению
премии имени С. С. Смирнова ОГГГГН РАН

УВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ!

Журнал «Отечественная геология», основанный академиком И. М. Губкиным 60 лет назад, сохраняет лучшие традиции сотрудничества геологов разных стран и регионов.

В 1994 году журнал продолжит публикацию статей, посвященных развитию приоритетных направлений геологической науки и практики, передовым методам прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Будут освещаться результаты изучения геологического строения различных регионов, окраинных и внутренних морей и Мирового океана; развитие минерально-сырьевой базы, глубинное строение Земли, проблемы геэкологии, экономика геологоразведочных работ в условиях рынка.

Учредители журнала -- Комитет по геологии и использованию недр Российской Федерации, Российское геологическое общество, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Геолбанк - и редколлегия приглашают к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей, а также другие журналы.

Журнал публикует рекламу научных и производственных разработок на льготных условиях.

Подписка на 1994 год проводится через редакцию журнала. Цена подписки на год для индивидуальных лиц 2400 р., для организаций России 6000 р. (с учетом почтовых расходов 8500 р.), для организаций стран СНГ 8000 р. (с учетом почтовых расходов 20000 р.)

Оплату подписки просим переводить на счет ЦНИГРИ в Коммерческом Интерпрогрессбанке г. Москвы, р/с 208620 МФО 201508, корреспондентский счет 402161100 (для организаций) или высылать переводом по адресу редакций: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 б, ЦНИГРИ, редакция журнала «Отечественная геология». Тел. 315-28-47.

Распространением нашего журнала за рубежом занимается Акционерное общество «Международная книга» через своих контрагентов в соответствующих странах.

Адреса фирм-агентов Вы можете узнать в АО «Международная книга»;

РОССИЯ, 117049, г. МОСКВА, БОЛЬШАЯ ЯКИМАНКА, 39

ТЕЛЕФОН: (095) 238-49-67, 238-49-30, 238-40-77

ТЕЛЕФАКС: (095) 230-21-17, 238-46-34

ТЕЛЕКС: 411160,

а также в редакции журнала.

Подписная цена годового комплекта журнала на 1994 г. составляет 198 долларов США, доплата за авиадоставку 67 долларов США.

DEAR READERS!

Distribution of our magazine abroad is handled «Mezhdunarodnaya Kniga» company through its agents in appropriate countries.

Addresses of these distributing agents are available in «Mezhdunarodnaya Kniga» whose domicilium is given below:

39 BOLSHAY YAKIMANKA st., MOSCOW, 117049, RUSSIA

TEL: (095) 238-4967, 238-4930, 238-4077

FAX: (095) 230-2117, 238-4634

TELEX: 411160,

as well as in the magazine's editorial board.

Subscription price of annual set of our magazine for 1994 amounts to \$ US 198 plus additional air delivery fee totalling \$ US 67.



**АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
"ЭНЕРГОЛАТ"**

Обеспечивает поставку из Риги
или со склада в Москве:

- **ДИЗЕЛЬ-ГЕНЕРАТОРЫ РАЗЛИЧНЫХ СТЕПЕНЕЙ АВТОМАТИЗАЦИИ (МОЩНОСТЬ 8, 10, 16, 18 КВТ)**
 - **ДИЗЕЛЬ-СВАРОЧНЫЕ АГРЕГАТЫ (СВАРОЧНЫЙ ТОК 60 - 315 А)**
- А ТАКЖЕ ШИРОКИЙ ВЫБОР ДИЗЕЛЕЙ, ДИЗЕЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ
МОЩНОСТЬЮ 12 - 54 Л.С., ЗАПАСНЫЕ ЧАСТИ, ГАРАНТИЯ**

Наш адрес: 101000, Москва, Центр, ул. Мясницкая, д. 26, а/я 113

Тел.: (095) 925-19-05 **Тел./Факс:** (095) 924-50-22

**Наши дизельные агрегаты —
это Ваша независимость от энергосетей!**

Contents

<i>Gramberg I. S., Ainemer A. I.</i> Ore genesis in oceans — achievements and problems	3
ENERGY RESOURCES	
<i>Chernenko Yu. Ya.</i> Structure formation and metamorphism of coal in Podmoskovnyi and Tunguski basins	8
METALS AND NON-METALS	
<i>Feoktistov V. P., Ioganson A. K.</i> Types of ore regions localisation settings in ore- bearing sedimentary basins	15
<i>Solodov N. A.</i> Minerageny of rare-metal granite pegmatites	22
<i>Starostin V. I.</i> Rates of geological structure formation and ore formation	31
<i>Pavlovski A. B.</i> Formational and geological-economic types of tin deposits	41
<i>Kochetkov A. Ya.</i> Molybdenum-copper-gold-porphyric Ryabinovoye deposit	50
<i>Goleva G. A.</i> Hydrogeological simulation of ore formation in sedimentary basins	58
<i>Konkin V. D., Ruchkin G. V., Donets A. I.</i> Lead-zinc deposits of sedimentary basins	69
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	
<i>Rodionov D. A., Krasovski A. K.</i> Statistical method of stratigraphic section delimitation according to a set of qualitative signs	73
<i>Oleinikov A. N., Romanovskaya G. M.</i> Interregional correlation of continental Triassic deposits of Russia	77
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
<i>Chetverikov L. I.</i> Geokinematics	86
GEOCHEMISTRY	
<i>Burenkov E. K., Golovin A. A., Filatov E. I.</i> Methodical aspects of geochemical and ecological- geochemical mapping	90
<i>Semyonov E. I., Doinikova O. V., Sivtsov A. V., Konoplev A. D.</i> Cerium oxidation of lantanoid fractionation in carbonatites crust of weathering	95
GEOECOLOGY	
<i>Ostrovski V. N., Ostrovski L. A.</i> Conceptual issues of geoeology	97
<i>Krainov S. R.</i> Actual problems of geochemical-ecological study of underground water quality used in industrial fields and everyday life	102
BOOK REVIEWS	
<i>Lapo A. V., Kolchinski E. I.</i> Blood-stained pages	111