

**КОМПЛЕКСНЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ДЛЯ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЛАВНЫХ ТИПОВ ГЕОСТРУКТУР
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Ленинград · 1986

КОМПЛЕКСНЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ДЛЯ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЛАВНЫХ ТИПОВ ГЕОСТРУКТУР
ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сборник научных трудов

Ленинград · 1986



5072

Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Сб. науч. трудов. Л., 1986. 101 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

В настоящем сборнике помещены статьи, отражающие различные достижения в развитии металлогении платформ и складчатых областей. Статьи освещают как общие вопросы эволюции земной коры, так и особенности формирования металлогенической зональности разнотипных геоструктур: докембрийских щитов, древних и молодых платформ, фанерозойских складчатых областей. Рассмотренные аспекты металлогенической зональности земной коры представляют также и методический интерес, так как освещают многообразие подходов к оценке потенциальной рудоносности территорий.

Статьи сборника содержат новый, оригинальный фактический материал и будут интересны широкому кругу геологов.

Научные редакторы

Т. В. БИЛИБИНА, А. А. СМЫСЛОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Публикуемые в настоящем сборнике статьи написаны по материалам исследований, в основу которых положены металлогенические концепции Ю. А. Билибина. За 40 лет развития металлогении большим коллективом ученых и специалистов в этой области геологии были сформированы различные специализированные направления. Главные из них — региональные и предметные исследования.

В сборнике освещены только отдельные стороны многоплановой металлогении, которые характеризуют эволюцию земной коры в аспекте металлогенических концепций Ю. А. Билибина и, кроме того, закономерности размещения полезных ископаемых в различных регионах. При обзоре развития учения Ю. А. Билибина особое внимание уделено его значению для геологической науки и, в частности, для совершенствования металлогенических построений в связи с тектоникой и проблемами литосферы, включая элементы зональности. Эти вопросы отражены в статьях, посвященных основным структурным элементам земной коры — древним и молодым платформам и складчатым областям. Главный акцент сделан на металлогении Русской и Сибирской платформ. Молодые платформы рассмотрены на примере Туранской плиты.

В статьях обсуждаются вопросы о роли в региональной металлогении различных геологических факторов и рудоносных структур разного генезиса и времени заложения. Особое внимание уделено анализу новых научных направлений и разработке методики исследований, в том числе глубинных и объемных геолого-геофизических построений.

Складчатые области рассмотрены на примере Средиземноморского пояса. Охарактеризованы, в частности, некоторые стороны его металлогенического и геологического развития, металлогении урана и роли рядов гранитоидных формаций в эволюции континентальной коры.

Сборник дает представление о широком круге исследований, направленных на решение ведущих задач научной и прикладной металлогении, включая оценку перспективности главных типов геоструктур земной коры. Результаты этих изысканий могут быть использованы для оценки перспектив рудоносности конкретных районов и будут способствовать внедрению в геологическую практику новых направлений металлогенических исследований.

*Т. В. Билибина, А. А. Смыслов, В. М. Терентьев***ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ
(РАЗВИТИЕ ИДЕЙ Ю. А. БИЛИБИНА)****Основные положения металлогении**

Металлогеническое направление в изучении полезных ископаемых, созданное в Советском Союзе трудами Ю. А. Билибина в первые годы после окончания Великой Отечественной войны, достаточно широко освещено в литературе [14, 15 и др.]. Основополагающие идеи Ю. А. Билибина, построенные на историко-геологической методологии, нашли свое подтверждение в результате трудов многочисленных коллективов геологов СССР и ряда зарубежных стран. Особенности советской металлогенической школы, базирующейся на ведущей роли геологических факторов — геологической среды и геологического развития, предопределили ее универсальность и плодотворность как для развития геологической науки и новых научных направлений, так и для решения народнохозяйственных задач.

Конкретным выражением металлогении явились разнообразные металлогенические и прогнозные карты, а также их комплекты, сопоставимость и соизмеримость результатов которых стали наиболее надежным фактором прогнозирования. Такие карты составлены практически для всей территории Советского Союза и некоторых зарубежных стран (Чехословакия, Болгария, Финляндия и др.). Итоговый выход металлогенической картографии послужил основой не только для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых, но и для установления общих закономерностей строения и развития литосферы.

Отправной позицией теоретической концепции Ю. А. Билибина являлся ее комплексный характер и представления о взаимосвязи осадконакопления, тектоники, магматизма и металлогении или, иными словами, диалектический, историко-эволюционный и структурно-вещественный подходы к изучению геологических тел и анализу взаимосвязи геологических явлений. Созданию методологических концепций Ю. А. Билибина предшествовали его исследования в рудных районах страны и

следующие из этого разработки научного характера. Творческий путь Ю. А. Билибина можно подразделить на два главных этапа.

1. Геологические исследования в рудных районах страны, давшие блестящий прогноз по золоту Колымы, а также разработку принципов и методов изучения и прогнозирования в рудных районах. Эти принципы и методы были успешно внедрены в работы больших коллективов геологов на Колыме, Алдане, в Восточном Забайкалье и Северном Казахстане. Во время работ такого рода были заложены представления об интрузивных формациях и рудных комплексах.

Достоверность научных построений этого этапа проверялась Ю. А. Билибиным в результате тщательных петрографических и других исследований. Интересы его были многогранны, эрудиция огромна, а результаты исследований заканчивались созданием целостных и стройных концепций. Этому способствовало сочетание творческого ума ученого с бережным отношением к наблюдаемым геологическим фактам. О широте интересов Ю. А. Билибина свидетельствуют его научные труды, включающие «Основы геологии россыпей» [3], «Петрологию Ыллымахского интрузива» [6] и многочисленные статьи этого этапа. Особый интерес представляют работы в области металлогении золота [4], в которых на богатейшем фактическом материале обоснованы закономерности проявления золотого оруденения на территории нашей страны и создан фундамент для последующей разработки проблем региональной металлогении.

2. Развитие научных положений регионального металлогенического анализа на основе диалектических принципов структурно-вещественного и историко-эволюционного анализов, что повлекло за собой создание новых научных направлений в прикладной геологии. К числу первых разработок относится схема эволюции эндогенного оруденения в ходе развития геосинклинальных зон. Схема основана на результатах собственных наблюдений и обобщениях Ю. А. Билибина, а также на результатах исследований металлогенистов ВСЕГЕИ: А. И. Семенова, Г. С. Лабазина, В. Г. Грушевого, П. М. Татарина и др. [5, 7].

Основополагающие идеи Ю. А. Билибина неоднократно проверялись и уточнялись в процессе исследований больших коллективов. Историко-геологический (эволюционный) и структурно-вещественный (формационный) подходы Ю. А. Билибина, примененные к фанерозойским складчатым областям, были использованы при изучении других структурных элементов земной коры: докембрийского фундамента древних платформ, чехлов молодых и древних платформ и областей активизации. Пути развития региональной металлогении Ю. А. Билибин видел в усовершенствовании методики металлогенических исследований, ее практическом применении, направленном на комп-

лексный анализ месторождений всех промышленно-важных металлов и выявление закономерностей распределения во времени и пространстве их различных формационных типов.

Дальнейшие разработки металлогенических коллективов значительно расширили представления в области региональной металлогении, в сфере проявления не только эндогенной, но и экзогенной минерализации для фанерозойских складчатых областей, платформ и областей тектоно-магматической активизации. В итоге была усовершенствована методология комплексных — геологических, геофизических и геохимических — исследований с целью изучения закономерностей формирования и размещения месторождений и научного прогнозирования. Сущность металлогенических разработок в областях развития докембрия и чехлов древних и молодых платформ была кратко проанализирована в статье коллектива авторов [14], в которой показана применимость историко-геологического принципа при исследовании эволюции литосферы. Для изучения докембрия важное значение имеют вопросы взаимосвязи металлогении и тектоники и, в частности, вопрос о роли рудоносных структур, выяснение эволюции которых позволяет обоснованно уточнить закономерности смены во времени месторождений полезных ископаемых. Большой интерес представляет заключение о неравномерности распределения полезных ископаемых в специализированных блоках земной коры и анализ причин избирательной высокой концентрации рудного вещества [8]. В непосредственной связи с этим стоит проблема тектоно-магматической активизации, являющейся неотъемлемой принадлежностью таких специализированных блоков. В развитии процессов активизации установлена определенная периодичность, закономерно проявляющаяся в истории Земли с рубежа 1900—1700 млн. лет. Для активизированных структур или блоков характерны глубинные разломы, высокий магматический потенциал, фациальная изменчивость в мигрирующих акваториях и ряд других признаков, свойственных наиболее проницаемым зонам земной коры. Значительная рудоконтролирующая роль принадлежит активизированным пограничным структурам, обычно приуроченным к окраинам древних платформ. Активизированные пограничные зоны выделяются в особый тип структурных элементов земной коры и представляют собой крупные металлогенические системы. Они объединяют группы шовных и депрессионных структур длительного и относительно кратковременного развития, связанных с устойчивыми ограничениями платформ и имеющих, как правило, полихронный характер. Рудоносные структуры этого типа хорошо представлены в пограничных блоках Сибирской, а также в Австралийской, Южно-Китайской и других платформах.

Предметная металлогения началась при Ю. А. Билибине специализированными исследованиями по металлогении отдельных

рудных элементов — железа, золота, меди, молибдена. Это направление было значительно расширено за счет вовлечения других типов полезных ископаемых (редкие металлы, сурьма, никель, полиметаллы) и уточнения комплекса поисковых признаков различного ранга. Собственно предметные исследования стали развиваться при углублении геолого-металлогенических построений, требовавших всестороннего изучения вещества земной коры, что могло быть выполнено только при взаимодействии тесно соприкасающихся наук (геология—геохимия, геология—геофизика) и их синтезе. Отсюда возникли новые ветви металлогении: региональный геохимический анализ, металлогения эпигенетических процессов и глубинные геолого-геофизические построения, создающие комплексную основу изучения литосферы и областей, благоприятных для образования металлогенических провинций [14].

Влияние методологических построений Ю. А. Билибина на дальнейшее развитие металлогении и геологии в целом заключалось в проникновении в научное мышление геологов тех принципов комплексного диалектического подхода к изучению природных явлений, которые необходимы для понимания законов развития материи и геологических процессов. Непрерывное развитие логической цепи исследований от частного к общему и возвращение к частному на более высоком уровне познания требовало проникновения в сущность геологических процессов и эволюции вещества планеты. Творческая мысль Ю. А. Билибина постоянно работала в этом направлении, но завершить свои исследования он не успел. В этом аспекте весьма интересны наброски его незаконченной рукописи «О сущности и классификации геологических процессов», хранящейся в Ленинградском отделении Архива АН СССР. Исходя из философских позиций, Ю. А. Билибин рассматривает геологию как отрасль естествознания, изучающую превращение и перемещение материи и энергии в земной коре, обычно объединяемые в понятия геологических процессов. За основу развития геологических процессов он принимает состояние энергетического равновесия, нарушение которого порождает их дальнейшее развитие, и формулирует это положение следующим образом: «Восстановление энергетического равновесия по одному виду энергии ведет к нарушению его по другому виду энергии, т. е. дает начало новому геологическому процессу. Тем самым создается причинная связь между геологическими процессами, протекающими за счет различных видов энергии». На основе этой концепции Ю. А. Билибин рассматривает возможные виды энергии — внутриатомную, термическую, гравитационную и др. и приходит к выводу о необратимом и обратимом характере их развития. Конкретное приложение этой гипотезы к различным видам геологических процессов им не было осуществлено, но идея пред-

ставляет несомненный интерес, как одна из форм дальнейшего развития металлогенической науки.

Современное состояние наук о Земле неизбежно вызывает ускорение развития и совершенствование различных их отраслей. В металлогении заметно усилилась роль разработок в области металлогения—тектоника—геофизика, позволяющих перейти от исследования общих закономерностей размещения полезных ископаемых к изучению конкретных типов рудоносных структур и к разработкам глубинного характера.

Новые направления, связанные с металлогенической отраслью геологии и имеющие самостоятельное значение, существенно расширяют и конкретизируют в количественном отношении проблемы металлогенического развития литосферы и эффективности прогнозирования. Первоочередной задачей при существующем уровне наук о Земле становятся разработки в области геохимии и геофизики.

Региональный геохимический анализ и геохимические методы поисков

В последние десятилетия в связи с уменьшением фонда легкооткрываемых месторождений возникла необходимость научного обоснования прогнозирования и поисков слабо проявленного и скрытого оруденения. Для решения этой проблемы понадобилось комплексирование традиционных геологических исследований с геохимическими и геофизическими методами. Геохимические методы обеспечивали получение принципиально новой количественной информации о распределении и поведении рудных элементов в ходе проявления разнообразных геологических процессов, включая процессы рудообразования. Геофизические методы позволили охарактеризовать глубинную структуру рудных районов и провинций, физические поля и физические свойства руд и рудовмещающих комплексов пород.

К настоящему времени разработаны принципы регионального геохимического анализа и глубинного тектонического районирования для целей металлогении и получены материалы по комплексному геолого-геофизическому анализу главнейших горнорудных регионов страны. Синтез тесно соприкасающихся наук о Земле—геологии, геофизики и геохимии—обеспечил решение и дальнейшее развитие ряда металлогенических проблем на совершенно новом научном уровне. Изучение структуры и закономерностей формирования геохимического поля литосферы и гидросферы позволило найти количественные соотношения между геохимическим фоном, специализированными на рудные элементы комплексами пород и сконцентрированными в месторождениях скоплениями металлов. Тем самым установлена Ю. А. Билибиным взаимообусловленность рудообразо-

вания и других геологических явлений получила на основе геохимических закономерностей дополнительное количественное обоснование. В частности, геохимическое следствие основного фундаментального закона региональной металлогении может быть сформулировано следующим образом: «Все геологические процессы, ведущие к рудообразованию, находят отражение в специфических содержаниях и соотношениях редких и петрогенных элементов или же изотопов в сформированных ими осадочных и магматических породах или продуктах их вторичного преобразования».

Работами А. И. Тугаринова, В. А. Барсукова, Л. Н. Овчинникова, В. В. Иванова, А. А. Смыслова и других исследователей [2, 9] в конкретных геологических обстановках получены многочисленные примеры минералого-геохимических признаков проявления металлогенической зональности и геохимических условий формирования рудных провинций и районов. В частности, по результатам регионального геохимического районирования показана тесная связь потенциальной рудоносности регионов со степенью геохимической специализации и дифференцированности блоков литосферы и отдельных комплексов пород.

На основе региональных исследований могут быть выделены два крайних типа геохимических систем, с которыми связаны специфические комплексы рудных формаций:

1) Унаследованные геохимические системы, связанные с процессами преимущественно коровой дифференциации вещества и приуроченные к специализированным блокам фундамента. В этих системах зоны мобилизации, переноса и отложения металлов расположены примерно на одном уровне в земной коре. Чаще всего такие системы приурочены к полигональным геологическим структурам (срединным массивам, депрессионным структурам осадконакопления и др.).

2) Чужеродные геохимические системы, связанные, как правило, с прорывом мантийного вещества в пределы осадочного и гранитно-метаморфического слоев, отличающихся высокой специализацией на сидеро- и халькофильные элементы. Возникающие в этих обстановках скопления металлов генетически связаны с внедрившимися породами основного и ультраосновного состава, располагающимися обычно в линейных зонах раздвигов.

Использование минералого- и изотопно-геохимических данных открыло широкие перспективы дальнейшего развития основополагающих металлогенических идей Ю. А. Билибина, уточнения и выявления новизны в изучении конкретных вопросов эволюции и закономерностей размещения и формирования месторождений полезных ископаемых. При использовании результатов геохимического анализа для целей металлогении ре-

шающее значение имеет совместное применение трех принципиальных научных концепций:

1) положения (закона) Кларка—Вернадского о всеобщем рассеянии химических элементов и нахождении каждого из них в любом природном объекте;

2) установленной Ю. А. Билибиным взаимообусловленности всех геологических процессов, включая рудообразование, что наиболее ярко в геохимии земной коры проявилось в количественной взаимосвязи рассеянных и концентрированных форм металлов;

3) представления о направленном развитии Земли и ее верхних оболочек, которое складывается из сочетания в геохимическом цикле нескольких геологических процессов, по-разному влияющих на рассеяние, мобилизацию и концентрирование редких и рассеянных элементов.

Весьма велика роль прикладной геохимии в решении практических вопросов металлогении, связанных с выявлением признаков и критериев потенциальной рудоносности геологических структур, в особенности при количественной оценке потенциальных и прогнозных ресурсов. В таблице показаны основные типы геохимических аномалий и оценок, которые в последние годы широко используются при поисках и прогнозировании эндо- и экзогенного оруденения.

Геофизика и глубинное строение

Основной чертой современного этапа развития геологических знаний является принципиально новый подход к оценке роли глубинных факторов в формировании земной коры, в том числе и ее приповерхностной части. В последние годы стала очевидной связь приповерхностных явлений, в частности рудообразования, в осадочном и гранитно-метаморфическом слоях с процессами, происходящими в более глубоких горизонтах земной коры и верхней мантии. Одним из направлений геофизических исследований для целей металлогении и является оценка роли глубинных факторов в рудообразовании.

Перед геофизическими исследованиями могут быть поставлены три главные задачи:

1) оценка глубинной структуры рудных и потенциально рудных регионов и создание принципиально новых глубинных и объемных геологических и других карт для целей количественного прогноза и металлогенического районирования;

2) выделение главнейших металлогенических подразделений с учетом их объемной структуры, а также выяснение условий мобилизации и переноса металлов (с использованием результатов геолого-геохимических исследований);

3) геодинамический анализ условий образования и сохранения месторождений полезных ископаемых, и в первую очередь

Масштабы прогнозных исследований

Масштаб исследований	Объект поиска и металлогенического прогноза	Выявляемые и используемые геохимические аномалии и параметры	Решаемые задачи	Оценка прогнозных ресурсов	Основные литературные источники
Детальный 1 : 10 000 (поисковый)	Месторождения, рудные тела	Первичные и вторичные ореолы основных рудных и сопутствующих элементов, аномалии изотопного состава Pb и других элементов	Поиски слабо проявленного и скрытого оруденения; определение параметров руд; оценка генезиса и возраста руд	P ₁ —P ₂	[2]
Крупный 1 : 25 000— 1 : 50 000 (прогнозно-поисковый)	Рудные узлы и районы месторождения	Зоны привноса металлов и геохимические барьеры	Локальный прогноз перспективных структур; количественная оценка прогнозных ресурсов категорий P ₂ и P ₃	P ₂ —P ₃	[9, 12]
Средний 1 : 200 000 (преимущественно прогнозный)	Рудные районы, структурно-металлогенические зоны	Первично-специализированные комплексы пород, зоны с нарушенным первично-конституциональным распределением металлов	Локальный и региональный прогноз; количественная оценка прогнозных ресурсов категории P ₃	P ₃	[9]
Мелкий 1 : 500 000— 1 : 1 000 000 (прогнозный)	Структурно-металлогенические зоны, металлогенические области и провинции	Специализированные геологические формации и блоки литосферы, осадочные бассейны	Региональный прогноз потенциальной рудоносности и прогнозных ресурсов	Потенциальные ресурсы	[9]
Обзорный 1 : 2 500 000 и мельче (прогнозный)	Металлогенические провинции и пояса	Блоки литосферы, специализированные по ассоциациям и уровню накопления металлов	Анализ потенциальных ресурсов геоблоков	То же	[9]

выяснение энергетических затрат и энергетических источников (тепловой, механической и других энергий) развития геологических процессов.

Важное звено выполняемых комплексных геолого-геофизических исследований — создание глубинной геологической основы для последующих металлогенических построений по целому ряду регионов Советского Союза. Главным элементом этой основы являются, как уже упоминалось, комплекты геологических, геофизических и геохимических карт и глубинных разрезов с учетом материалов сверхглубокого бурения, глубинного сейсмического зондирования и других методов. Уже начато составление комплектов [1, 11] таких карт по территории СССР и по отдельным регионам. Предварительный анализ полученных материалов [9, 13] показывает возможность детерминистского и статистического подходов к оценке потенциальной рудоносности блоков земной коры и межблоковых мантийно-коровых зон и поясов. Для реализации первого пути необходимо прежде всего изучать особенности глубинного строения, физические поля и энергетическое состояние литосферы и выделять с учетом палеореконструкций геодинамические системы (коровые и мантийно-коровые), направленность развития которых обеспечивает их геохимическую и металлогеническую специализацию. Второй путь (статистический) базируется на изучении корреляционных зависимостей между известной металлогенической специализацией блоков и физическими параметрами, характеризующими современное состояние и современный геодинамический режим мантийно-коровых геоблоков. Оба эти пути продемонстрированы в последних работах на примере территории СССР в целом [1] и отдельных регионов [11].

Заключение

Результаты более чем 30-летних комплексных металлогенических исследований, выполненных многочисленными коллективами специалистов в разных регионах Советского Союза, убедительно подтвердили правильность основополагающих идей Ю. А. Билибина по кардинальным проблемам металлогении и рудообразования. Вместе с тем дальнейшее развитие геологической науки, расширение и углубление представлений о глобальных процессах развития планеты, глубинном строении и геодинамике земной коры и верхней мантии выдвинули ряд новых закономерностей и проблем, которые необходимо учитывать при дальнейшем развитии основ регионального металлогенического анализа. В частности, заслуживает дальнейшего развития концепция геоблоков [10] и разделяющих их линейных межблоковых зон, являющаяся конкретным геологическим выражением модельных представлений геофизиков о слоистой блоковой структуре литосферы [13].

Геоструктуры такого типа характеризуются комплексом факторов (геохимическая специализация, унаследованность развития, направленность дифференциации вещества), благоприятных для формирования месторождений полезных ископаемых. Связь металлогении с тектоническими и геодинамическими процессами предопределяет устойчивое положение в геоблоках металлогенических провинций и рудоносных структур. Исключительные для рудонакопления особенности специализированных блоков обуславливаются их структурно-вещественным и историко-геологическим развитием. Важным фактором металлогенической специализации геоблоков и межблоковых зон является взаимодействие между верхними слоями земной коры и мантией с непрерывно меняющимся тепловым режимом в условиях раздвигов, конвективных явлений и разуплотнения вещества. Эти глубинные факторы играют решающую роль в геодинамическом и энергетическом обеспечении геологических процессов, в том числе процессов рудообразования и избирательной концентрации рудного вещества. В соответствии с ведущими положениями металлогении, геотектоники и геодинамики возможными причинами избирательной концентрации вещества могут являться:

1) длительная миграция рудного вещества в блоках, вмещающих различные типы рудоносных структур с интенсивным мантийным вулканизмом или коровым гранитообразованием;

2) эпохи, благоприятные для развития эпигенетических процессов, корового преобразования вещества и мобилизации металлов, особенно в периоды тектонической активизации;

3) совмещение в геологическом пространстве многофакторной ситуации: континентальных перерывов, мобильного контрастного магматизма, дифференциации и регенерации вещества при процессах преобразования пород, длительной эволюции глубинных разломов, связанных с раздвигами или областями повышенной проницаемости литосферы и мантии.

Общая закономерность развития континентальной земной коры в целом выражена в последовательном разветвлении геологических процессов и усилении дифференциации вещества в условиях изменяющихся энергетических источников и необратимой смены становления резко дифференцированной коры архея—протерозоя и зрелой коры переходного типа в фанерозое.

В глобальном аспекте формирования планеты геологические явления, сводящиеся в конечном счете к дифференциации вещества земной коры при различном энергетическом и динамическом обеспечении, подразделяются по структурно-вещественным особенностям на следующие системы:

1. Коровые и мантийно-коровые, относящиеся к полигональным системам, с которыми связаны специализированные в геохимическом и металлогеническом отношении литосферные блоки, вертикальные и горизонтальные разломообразующие пере-

мещения и широкий комплекс геологических процессов, обуславливающих мобилизацию металлов и формирование коровых рудоконтролирующих систем.

2. Мантийно-коровые линейные геодинамические системы растяжения и сжатия, являющиеся ареной непосредственного взаимодействия вещества земной коры и производных верхней мантии при глубинном энергетическом обеспечении. Это выражается в разнонаправленном перемещении вещества по зонам сверхглубинных разломов, мантийного магматизма, рифтового осадконакопления.

Функцией расширяющейся планеты и образования океанов является плитное расчленение земной коры в условиях преобладания горизонтальных движений и наступление эпохи тектоники плит в мезозое—кайнозое. В пределах континентов, и особенно в докембрийской коре, глобальные перемещения такого рода не фиксируются.

Для изучения металлогении мезозойской и кайнозойской эпох важным является также учет горизонтальных движений литосферы в зонах раздвигов, в шарьяжах и других структурах, а также установление специфических и принципиально новых геологических явлений в океанической литосфере, в особенности в ее верхней части, где происходит взаимодействие глубинного вещества с водами океанов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас геологических и геофизических карт территории СССР. Масштаб 1:10 000 000. Л., 1982.
2. Барсуков В. А., Григорян С. Г., Овчинников Л. Н. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
3. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Л., ГОНТИ, 1938. 505 с.
4. Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота.— Зап. ВМО, 1947, сер. 2, ч. 76, вып. 1, с. 77—91.
5. Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 95—112.
6. Билибин Ю. А. Петрология Ыльмакского интрузива. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1947. 240 с.
7. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
8. Билибина Т. В., Казанский В. И., Лаверов Н. П. Основные типы рудоносных структур докембрия.— В кн.: Металлогения раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1984, с. 14—29.
9. Геохимический способ оценки прогнозных запасов руд / А. А. Смыслов, Е. В. Плющев, Э. М. Пинский и др.— В кн.: Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях. Метод. рек. Л., 1979, с. 23—25.
10. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М., Недра, 1984. 224 с.
11. Металлогения восточной части Балтийского щита (с комплектом карт) / Т. В. Билибина, К. Д. Беляев, Ю. Б. Богданов и др. Л., Недра, 1980. 246 с.

12. Скублов Г. Т. Принципы составления полиэлементных геохимических карт. Метод. рек. Л., 1983. 56 с.
13. Смыслов А. А. (ред.). Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л., Недра, 1983. 276 с.
14. Современные направления в металлогении (развитие идей Ю. А. Билибина)/ Г. В. Билибина, Г. В. Грушевой, Е. В. Плющев и др.— Сов. геология, 1983, № 10, с. 77—90.
15. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976. 295 с.

УДК 553.078 : 551.24

Л. И. Красный

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ ЗЕМЛИ

Для геологов и геофизиков исследование дискретности строения литосферы является одной из основных задач. Делимость ее на плиты и блоки разного ранга (планетарные плиты, субплиты, микроплиты, геоблоки, мегаблоки, фельдеры, шолли и пр.) описана во многих трудах. В них приводится обширный фактический материал, показывающий, что в пределах литосферы континентов и ее верхней части — земной коры имеет место обособленность блоков, живущих своей индивидуальной жизнью. При изучении высокоподвижной переходной зоны между континентом и океаном геофизиками было установлено, что разным тектоническим зонам соответствуют коро-мантийные блоки, различающиеся сейсмическими скоростями, а также толщиной и соотношениями мощности слоев. Геоблоки выделяются по результатам районирования аномалий магнитного и гравитационного полей с учетом геофизических разрезов в Евразийской шельфовой области [11], в структурах дна Мирового океана [10].

Общая сводка иерархии блоковых структур и глобальной делимости литосферы на геоблоки была дана в ряде работ [5—7 и др.]. В итоге геоблок был определен как крупный $[(1,0—3,0) \cdot 10^6 \text{ км}^2$ на континентах, $(1,5—4,0) \cdot 10^6 \text{ км}^2$ в транзиталях и $(3,0—10,0) \cdot 10^6 \text{ км}^2$ в океанах] объемный элемент литосферы, в плане обычно полигональный, обладающий характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма и отсюда — определенными формационными рядами и соответственно минерагеническими зонами. Он отличается от соседних геоблоков известной автономностью, что находит свое выражение в различных по глубинности проявлениях геофизических и физико-химических процессов.

Вероятно, закономерное увеличение геоблоков в направлении континент→транзиталь→океан уместно связывать с соответствующими мантийно-коровыми конвективными ячейками, что, в свою очередь, зависит от глубины и мощности астено-

сферного слоя под этими планетарными элементами. Общая сводка глобальной системы геоблоков показала, что они в ряде случаев подразделяются на блоковые структуры второго порядка. Последние делятся на еще более мелкие тела.

Естественные латеральные границы блоков нередко доступны для непосредственного наблюдения. Роль этих граничных элементов в обосновании блок-тектонической концепции весьма велика. Для геоблоков ими могут быть линейно-вытянутые перикратонные прогибы или авлакогены, превращенные впоследствии в складчатые или складчато-надвиговые системы. Иногда в тех же зонах развиваются краевые прогибы. К другому классу граничных зон принадлежат геосинклинальные системы, интрукратонные геосинклинальные и другие подвижные тектонические швы, часто насыщенные магматическими телами. К ним относятся и различные вулканогены (внутри- и окраинно-континентальные, внутриокеанские), а также системы островных дуг с глубоководными желобами. Не менее четкие граничные структуры могут быть выражены рифтовыми системами (континентальными и океанскими), клинораздвигами, зонами глубинных разломов, метаморфически преобразованными поясами горных пород, линейными поднятиями и пр. Следует подчеркнуть многократность и длительность развития межгеоблоковых систем, смену условий растяжения и сжатия, резкого усиления и ослабления теплового потока. Именно здесь создаются благоприятные условия для формирования многих полезных ископаемых эндо- и экзогенного происхождения.

Проблема металлогенических неоднородностей была рельефно показана Ю. А. Билибиным, рассмотревшим роль металлогенических провинций, и подчеркнута в ряде работ В. И. Смирнова и других исследователей проблем геологии полезных ископаемых. Особенно четко значение блоковой концепции определили геологи, занимающиеся докембрием. К. О. Кратц, Т. В. Билибина, В. И. Казанский, Н. П. Лаверов пришли к выводу, что формирование и размещение докембрийских структур, в том числе и рудоносных, определяется степенью гетерогенности литосферы и в основном ее блоковым строением. Н. С. Малич и Е. В. Туганова [8] рассмотрели металлогенные блоки Сибирской платформы. В. Н. Козеренко [4] сосредоточил внимание на глобальных мегаблоках и меньших по масштабу структурно-металлогенных мегаблоках первого порядка, выделяемых на основании формационного анализа крупных участков поверхности Земли. Значительный вклад в блоковый металлогенический анализ внесли М. И. Ициксон, М. А. Фаворская, Г. Н. Щерба, А. А. Смыслов, И. В. Давиденко, В. А. Зубков. Итак, возникшее в конце 60-х годов учение о геоблоках получило заметный импульс для решения ряда теоретических и прогнозно-металлогенических задач. Естественно, что исследователи развивают различные стороны этого учения.

В древнейших кратонных геоблоках, относительно хорошо обнаженных благодаря длительному аналитическому режиму, согласно последним сводкам Ч. Мейера [9], Т. В. Билибиной [2] и др., уже в самые ранние этапы геологической истории выявилась тенденция к их индивидуализации. Так, в Гренландском геоблоке ($2,2 \cdot 10^6$ км²) обнаружены железистые кварциты (3,8 млрд. лет), приуроченные к поясу метаморфизованных осадочных пород, расположенных среди гнейсов Амисток. Наряду с железистыми кварцитами и проявлениями стратиформной сульфидной минерализации выявлены в анортозитовом комплексе Фискенесет (3,65 млрд. лет) стратиформные кумуляты, обогащенные хромсодержащими шпинелями. Они содержат около 25 % Cr₂O₃. Достаточно показательна эволюция Алдано-Станового ($1,3 \cdot 10^6$ км²) геоблока с формированием на раннем этапе (древнее 3,5 млрд. лет?) хемогенных кремнистых и высокоглиноземистых образований, а также основных лав метабазитов-кварцевых комплексов, с которым связаны разнообразные осадочно-метаморфогенные и контактово-метасоматические месторождения железа.

Из геоблоков, имеющих весьма высокий потенциал рудоносности, соответствующий особому полигенетическому тектоническому режиму, отметим Южно-Африканский площадью $2,0 \times 10^6$ км² (рис. 1). В нем месторождения хрома, платиноидов и титана, ассоциированные с базитами и ультрабазитами ранней фазы, сосредоточены на востоке гигантского Бушвельдского плутона. Среди расслоенных пород этой фазы впечатляют трубообразные пегматоидные тела ультрабазитов с титановым, ванадиевым и никелевым оруденением. Последнее концентрируется на западе плутона. Любопытны оловяносные трубки, приуроченные к гранитам второй фазы. Уникальна своеобразная протоплатформенная впадина с пологозалегающими (5—15°) отложениями (3,1—2,8 млрд. лет) металлоносных конгломератов.

Следовательно, в ранний этап металлогенического развития геоблока проявились его сидерофильные черты, а затем литофильные. Особое место занимает алмазность. Большая часть кимберлитовых тел, одновозрастных с долеритами Карру или прорывающих их, находится в полосе 500 км северо-восточного направления. Здесь, по сводке В. О. Ружицкого и В. Д. Скульского, добывается около 35 % алмазов Африки.

Другим примером сложнопостроенного, минерагенически насыщенного геоблока служит Восточно-Бразильский ($2,4 \times 10^6$ км²), неправильно иногда называемый щитом. В нем сочетаются древние кристаллические массивы, складчатые зоны («пояса») и впадины. Здесь вслед за докембрийским развитием с многократным повторением железорудных толщ в нижнем структурном ярусе имело место медное, а затем золотое и урановое оруденение. Большое значение приобрела мезозойская

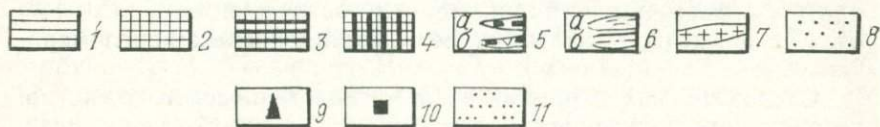
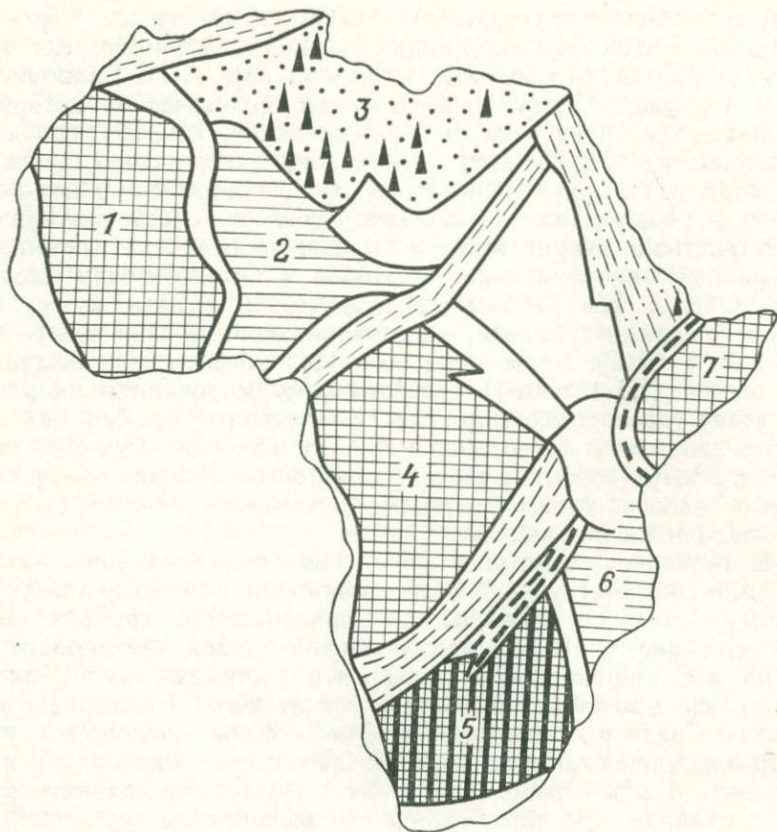


Рис. 1. Минерагеническая схема геоблоков Африки.

1—4 — геоблоки (по преобладающему геохимическому профилю): 1 — литофильные, 2 — сидерофильные, 3 — халькофильно-литофильные, 4 — сидерофильно-халькофильные; 5—7 — межгеоблоковые системы: 5 — краевые поднятия (а) и вулканогены (б) литофильные, 6 — геосинклинальные складчатые системы (а) и островные дуги (б) халькофильные, 7 — геосинклинальные складчатые системы сидерофильные и сидерофильно-халькофильные; 8—11 — седиментогенные геоблоки и другие области осадконакопления на шельфе и в океане: 8 — геоблоки, 9 — нефтегазоносные бассейны, 10 — угленосные бассейны, 11 — нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные шельфовые бассейны.

Геоблоки: 1 — Западно-Африканский; 2 — Чад; 3 — Сахарский; 4 — Конго; 5 — Южно-Африканский; 6 — Мозамбикский; 7 — Веди-Шебели.

металлогеническая эпоха; к ней принадлежат щелочные породы (150—130, 110—100, 85—40 млн. лет). С нефелиновыми сиенитами здесь связаны знаменитые апатитоносные якупирангиты и карбонатиты, а также крупные месторождения ниобия и редких элементов.

Мозамбикско-Мадагаскарский геоблок с раздробленным древнейшим гранулито-базитовым фундаментом и отчетливо выраженной минерагенией литофильного профиля характерен широким развитием процессов пегматитообразования и щелочно-метасоматоза, связанного с повторным формированием гранитоидов от 1,7 до 1,0—0,8 млрд. лет и от 0,65 до 0,45 млрд. лет. Бериллий, литий, ниобий, тантал, элементы редкоземельных пегматитов, а также слюда, графит и драгоценные камни составляют минерагеническое лицо геоблока. На континенте Алто-Лигонья и на Мадагаскаре Малакиалина — типичные месторождения региона.

Кратонный геоблок с уникальным сосредоточением щелочных — ультрабазитовых тел находится на северо-востоке Сибири. Здесь, в Анабарском геоблоке (площадь около 1,0 млн. км²), выделяются: 1) вытянутые на десятки километров позднепротерозойские дайки (1,0 млрд лет) и штокообразные интрузии монзонит-порфиров, сиенит-порфиров и сиеногаббро; 2) среднепалеозойские (365—345 млн. лет) нефелиновые и щелочные сиениты, мельтейгиты, малиньиты и кимберлиты (400—350 млн. лет); 3) раннетриасовые щелочно-основные трахидолериты, монзонит-порфиры; кимберлиты (248—246 млн. лет), поля даек, жерловин, линз; пикриты и пикритовые порфириты (248—240 млн. лет), трубчатые тела; 4) позднеюрские — раннемеловые кимберлиты и карбонатизированные щелочные базальтоиды, трубчатые и линзовидные тела и дайки. Согласно Н. С. Маличу и Е. В. Тугановой [8], Восточный металлогенный блок Сибирской платформы, близкий к выделяемому нами Анабарскому, характеризуется перовскит-титаномагнетитовой, апатит-магнетитовой, флогопитовой, хризолитовой и нефелиновой рудными формациями и рудной формацией, связанной с кимберлитами.

Еще более контрастные черты, по этим авторам, имеет Западный металлогенный блок, соответствующий Тунгусскому геоблоку (1,2·10⁶ км²), который выделяется как на схемах дорифейского фундамента Сибирской платформы, так и при районировании чехла. Благоприятные условия формирования этого «траппового» геоблока наступили в конце перми — начале триаса, когда обособилась высокотемпературная область верхней мантии, подвергшейся плавлению. При этом происходило проникновение в кору основных магм как по разломам, так и в межпластовые пространства в форме силлов. Создавалась мозаика второго порядка, когда глыбы коры попадали в окружение горячей магмы. Глубина погружения фундамента (гнейсо-базитового?) в центре геоблока оценивается в 8—10 км. На-

блюдается заметное утонение гранитного слоя и частично, возможно, его полное выклинивание.

В пределах этого геоблока различается несколько меденосных формаций: медистых сланцев и песчаников, цеолитово-медная и сульфидная никелево-медная. Последняя, включающая тяжелые металлы, возможно, связана с оливинит-габбровой интрузивной формацией. Особо следует подчеркнуть, что в этом геоблоке имело место повторение (поздний рифей, кембрий, триас) медьсодержащих рудных формаций как эндогенного, так и экзогенного происхождения.

Накопление медных руд в течение нескольких эпох свидетельствует, по Н. С. Маличу и Е. В. Тугановой, либо о переотложении рудного вещества древних образований в процессе формирования последующих, более молодых месторождений, либо о длительной геохимической устойчивости глубинных рудогенерирующих процессов.

Справедливость этой важной мысли можно обосновать и на примере геоблока («параплатформы») Янцзы с докембрийским кристаллическим фундаментом, промежуточным позднепротерозойским структурным ярусом и в разной степени деформированным платформенным чехлом, начало образования которого относят к 0,7 млрд. лет. Очень высока и степень его мезозойского омоложения. Этот геоблок отличается: а) крупными, развитыми на обширной площади позднерифейскими—раннепалеозойскими месторождениями фосфора и ванадия; б) региональной вольфрамоносностью, что было недавно показано А. Д. Щегловым [12] по новым данным китайских геологов. С одной стороны, установлены вольфрамоносные осадочные формации протерозойского, кембрийского, девонского и каменноугольного возраста, а с другой — здесь сосредоточено несколько сот мезозойских месторождений вольфрама преимущественно кварцевожильного типа, а также грейзены, в которых вольфраму сопутствуют олово, бериллий и тантал-ниобий [3]. Согласно А. Д. Щеглову и И. Н. Говорову [12], с процессами мезозойской (существенно меловой) тектоно-магматической активизации в геоблоке Янцзы (Южно-Китайская платформа) связаны: 1) осадочно-гидротермальные месторождения свинца, цинка и серы; 2) оловянные, вольфрамовые, молибденовые, свинцово-цинковые, медно-порфировые месторождения, связанные с массивами гранитоидов; 3) сурьмяные, ртутные, ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения зон глубинных разломов. Сказанное подчеркивает весьма значительные рудные богатства геоблока Янцзы, который вместе с упомянутыми Южно-Африканским и Восточно-Бразильским геоблоками принадлежит к мультиминерагенным региональным структурам Земли (рис. 2).

Геоблоки литофильного профиля группируются в восточно-азиатский ряд. В геоблоках Колымском, Амурском, Меконг и

Центральнозондском, а также в активизированных платформенных блоках Хуанхэ и Янцзы, несмотря на заметный мезозойский потенциал (железо, золото), основные рудные богатства приурочены к мезозойской металлогенической эпохе.

В раннепротерозойских ансамблях геосинклинально-мозаичных (с массивами) геоблоков Евразии сочетаются характерные особенности инициального и орогенного этапов, а также, главным образом, по отношению к срединным массивам, этапа тектоно-магматической активизации. Многоэтапность металлогенических ассоциаций создает предпосылки совмещения в них халько- и литофильного геохимического профиля.

Из типичных представителей существенно палеозойских (каледоно-герцинских) геоблоков назовем: в Европе — Иберийский, Западно-Европейский (с мегаблоками Лурарским, Майнско-Моравским и др.), в Азии — Казахстанский и Алтае-Саянский. Согласно Л. Бауману и Г. Тишendorфу [1], другим авторам, здесь развиты субмаринно-гидротермальные спилитово-кратофировые и порфиоровые формации с месторождениями железа, марганца, меди, свинца—цинка, бария, сурьмы, ртути и гранодиорит-гранитовые формации с месторождениями молибдена, вольфрама, олова, ниобия, мышьяка, флюорита.

В закономерном сочетании ячеистого строения континентальной окраины Восточной Азии с геоблоками преимущественно литофильного профиля и существенно мезозойской металлогенической находится отчетливо полигональная мозаика Азиатско-Тихоокеанской и Австрало-Тихоокеанской транзиталей. Здесь наблюдается сложная система раздробления с фрагментами сиалических массивов, широких раздвигов с обнажениями симатического дна и со специфическим геосинклинальным базальтоидным и базальтоидно-андезитовым магматизмом островных дуг. Наряду с известными многометальными колчеданными месторождениями типа Бесси и в особенности Куроко все возрастающую роль играют медно-порфиоровые месторождения Тайваня, Филиппин, Новой Гвинеи и Соломоновых островов. В целом

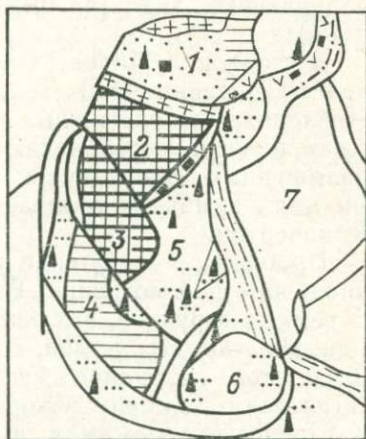


Рис. 2. Минерагеническая схема геоблоков Юго-Восточной Азии.

Условные обозначения те же, что на рис. 1.

Геоблоки: 1 — Хуанхэ; 2 — Янцзы; 3 — Меконг; 4 — Центральнозондский; 5 — Южно-Китайский; 6 — Сулавеси; 7 — Филиппинский.

геоблокам транзиталей принадлежит существенная роль в мировой минерально-сырьевой базе меди, никеля, хрома, полиметаллических руд, серебра и золота. В рассматриваемых геоблоках известны и крупные нефтегазоносные бассейны, как вовлеченные в промышленное освоение (Индонезийские), так и обладающие значительными перспективами (Новогвинейский и др.).

В геоблоках Мирового океана рудные концентрации распределены неравномерно. Так, в Тихоокеанском суперрегионе в геоблоках, расположенных к западу от Великого Тихоокеанского геораздела, преобладают конкреции богатые железом и с повышенным содержанием кобальта. Богатыми концентрациями меди и никеля отличается межгеоблоковая зона Кларин-Клиппертон.

Проблема минерагении граничных систем заслуживает специального рассмотрения. Взаимодействие геоблоков — крупных объемных структур, имеющих разные плотностные и другие физические характеристики, вызывает приближение к поверхности перегретого глубинного мантийного вещества, а также создание гигантских седиментогенных ловушек. Колебания термического и барического режимов, активный перенос флюидов в полосе наибольшей проницаемости обусловили особую тектоно-магматическую обстановку в межгеоблоковых системах, развивающихся в зонах сочленения различных геологических сред. На роль граничных структур с устойчивыми геохимическими, палеогидрогеологическими и другими барьерами и оптимальных для концентрации полезных ископаемых различного генезиса обращали внимание многие исследователи (В. М. Терентьев, Э. И. Кутырев, И. И. Гинзбург, А. Л. Ставцев, В. А. Амантов и др.). Объем настоящей статьи позволяет только перечислить главнейшие типы межгеоблоковых систем, нередко полигенетических и многостадийных. К ним, например, принадлежит Уральская геосинклинальная система с четко выраженной продольной зональностью, с ранней металлогенией сидерофильного профиля и более поздней разнообразной — халько- и литофильного. Известны металлогенические интеркратонные геосинклинальные пояса Африки — Дамара-Катангский, Дагомейско-Фарузиано-Угартский и др. Велико значение граничных перикратонных систем, вмещающих стратиформные полиметаллические месторождения, в Канадских Скалистых горах, на западе и востоке Сибирской платформы и в других районах. Составной частью длительно развивающихся межгеоблоковых систем или чаще самостоятельными подразделениями являются вулканогенные пояса или их звенья — вулканогены. В их пределах известна золото-серебряная, оловянная, молибдено-медная, ртутно-сурьмяная, алюмокварцевая и флюоритовая минерализация.

Из седиментогенных граничных межгеоблоковых структур упомянем о периокеанских прогибах, связанных с особыми

«маргинальными» процессами. Это нефтегазоносные и галогенные бассейны, заполненные морскими и эвапоритовыми толщами. Существенное значение для крупных скоплений углеводородов приобретают межгеоблоковые клинораздвиговые зоны (Персидского залива, Бомбей-Камбейская, устья р. Нигер и др.). Здесь, вероятно, имело место активное воздействие гребневидного воздымания астеносферного слоя, приводившего к растяжению и раздвиганию литосферы.

Краткий обзор минерагенических аспектов блоковой тектоники позволяет наметить следующие выводы, связанные с некоторыми сторонами активно развивающегося учения о геоблоках:

1. Появляется возможность уточнить широко распространенное у тектонистов и геофизиков понятие «неоднородность», означающее, в свете изложенных данных, совокупность физико-химических процессов, приводящих к устойчивым глубинным минералого-петрологическим ассоциациям в пределах определенного «комплексированного геопоя», в границах которого и происходит развитие геоблоков как коро-мантийных объемных структур.

2. Раздробленность (мозаичность) континентов, транзиталей и океанов может быть увязана с общим планетарным процессом умеренного избирательного расширения Земли, ограниченным спредингом и глубинным мантийным перемещением масс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бауман Л., Тишендорф Г. Введение в металлогению — минерагению. М., Мир, 1979. 371 с.
2. Билибина Т. В. Глобальные проблемы металлогении и тектоники докембрия. — Сов. геология, 1985, № 6, с. 19—34.
3. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979. 231 с.
4. Козеренко В. Н. Эндогенная металлогения. М., Недра, 1981. 277 с.
5. Красный Л. И. Геоблоки. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 103—120.
6. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. Изд. 2-е. М., Недра, 1977. 174 с.
7. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М., Недра, 1984. 224 с.
8. Малич Н. С., Туганова Е. В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М., Недра, 1980. 287 с.
9. Мейер Ч. Процессы рудообразования в геологической истории. — В кн.: Генезис рудных месторождений. Т. 1. М., Мир, 1984, с. 13—71.
10. Милашин А. П., Панаев В. А. Тектоника и нефтегазоносность дна Мирового океана. М., Недра, 1985. 231 с.
11. Строение земной коры Арктики по геофизическим данным / В. Э. Волк, Г. И. Гапоненко, Е. Н. Зацепин и др. — В кн.: Геология Арктики (27-й Междунар. геол. конгр.). М., 1984, с. 26—36.
12. Шеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., Наука, 1985. 324 с.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ УРАНА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ И ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА)

Ю. А. Билибин подчеркивал, что формирование значительных гидротермальных урановых месторождений приурочено к поздним и конечным этапам развития подвижных поясов [1, 12]. В дальнейшем эта впервые отчетливо высказанная Ю. А. Билибиным идея получила широкое распространение. В настоящей статье освещаются некоторые закономерности формирования и пространственного размещения урановых месторождений западной половины Средиземноморского подвижного пояса (СП), особенностям металлогении варисской части которого Ю. А. Билибин уделял много внимания. Именно для этой территории им были намечены характерные черты минерализации западноевропейского типа, сопоставление которой с минерализацией других регионов способствовало выявлению общих закономерностей металлогении подвижных поясов.

Западная часть СП ограничивается Африканской и Аравийской платформами, каледонидами Европы, Атлантическим океаном, Восточно-Европейской платформой и Черноморско-Эгейской структурной линией. В ее пределах выделяются варисская и альпийская части [9, 13].

В варисской части пояса — Среднеевропейской металлогенической области (СЕМО) — породы докембрийско-палеозойского фундамента выступают из-под мезозойско-кайнозойского платформенного чехла в отдельных поднятиях — Чешском, Центральнофранцузском и др. [9]. В строении фундамента Чешского массива [13, 14] выделяются центральная осевая часть, Молданубская зона, сложенная в основном породами докембрия — раннего палеозоя, и примыкающие к ней с севера и юга геосинклинальные зоны — рениды и антирениды. В пределах ренид выделяются (с юга на север) разделяемые глубинными разломами Саксо-Тюрингская, Среднегерманская кристаллическая, Рено-Герцинская и Субварисская зоны.

Докембрийские породы Молданубской зоны подразделяются на два структурных этажа — сложенный более метаморфизованными породами добайкальский и байкальский (поздний рифей — венд), породы которого обычно изменены слабее. Породы докембрия частично перекрываются отложениями палеозоя и подверглись интенсивной древней и варисской гранитизации, с которой связано образование ряда крупных массивов гранитоидов. Саксо-Тюрингская зона является окраинной частью налегающей на срединный массив Молданубикума геосинклинали. Эта зона сложена в основном породами палеозоя. В ее

пределах выделяются интенсивно гранитизированный в варисское время Рудногорско-Пихтовогорский антиклинорий и Тюрингский синклиний, палеозойские породы которого метаморфизованы слабо. Среднегерманская кристаллическая зона сложена в значительной степени гнейсами и разновозрастными гранитами. Отдельные части Рено-Герцинской зоны по условиям развития соответствуют среднепалеозойской эвгеосинклинали, а Субварисская зона относится одними геологами к миогеосинклинали, другими — к орогенной впадине. Основные урановые месторождения в варисцидах расположены в пределах Молданубской и Саксо-Тюрингской зон.

Породы фундамента подразделяются на три структурных этажа — добайкальский, байкальский и палеозойский. Последний делится на геосинклинальный ($O-C_1$) и орогенный (C_2-P_1) ярусы. Урановые месторождения установлены во всех трех структурных этажах. Разбитые мантийными, коровыми и более мелкими разломами на тектонические блоки и различно поднятые относительно друг друга породы фундамента, в которых локально сохранились древние коры выветривания, перекрываются отложениями платформенного чехла. В строении чехла выделяются три структурных яруса — нижний (P_2-J), средний (K_2) и верхний ($P-Q$), причем для последнего характерны проявления субщелочного основного магматизма. Урановые месторождения известны в породах всех трех структурных ярусов. Тектоническая и тектоно-магматическая активизация в платформенный этап развития варисцид явилась отраженной, связанной в значительной степени с тектоническими процессами, протекавшими в альпийской части СП.

В альпийской части пояса выступающие в основании фундамента геосинклинальные отложения байкальского этапа развития претерпели складчатость и метаморфизм различной интенсивности. Установившийся в конце байкальского этапа платформенный режим сохранялся [9] в течение палеозоя на большей части территории, а геосинклинальные палеозойские отложения и моласовые орогенные образования позднего палеозоя развиты лишь локально в относительно узких зонах (Западные Карпаты, Балканы, Альпы). Породы докембрийско-палеозойского фундамента выступают в ядрах антиклинорий или в срединных массивах. Альпийский этап геосинклинального развития охватывает время от мезозоя до начала миоцена и подразделяется на три стадии, которые разделяются перерывами и несогласиями, связанными с австрийской, ларамийской и пиренейской фазами складчатости. Завершающая фаза охватывает вторую половину неогена и четвертичный период, характеризуется общим поднятием и дальнейшим развитием внутриворонных депрессий и краевых прогибов.

В СП выделяется [13] его осевая часть, в пределах которой в ряде срединных массивов (Паннонский, Сербско-Македон-

ский и др., тянущиеся до Западного Пакистана) выступают породы байкальско-палеозойского фундамента, и расположенные к северу и югу от нее зоны сплошного или локального развития геосинклинальных отложений мезозоя и кайнозоя. Месторождения урана известны в северной геосинклинальной и в осевых зонах, а также в раме южной зоны.

Значительная часть крупных месторождений урана образована в варисскую эпоху, причем они расположены главным образом в СЕМО. В варисской и альпийской частях СП повышенные концентрации урана установлены в ряде мест в обогащенных органикой углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцах геосинклинальных отложений силурийского и иногда кембрийского возраста. Однако промышленные скопления урана в этих породах установлены лишь в локальных участках, в зонах, тяготеющих к глубинным разломам, где проявились процессы эпигенетического перераспределения урана.

В одном из месторождений [4, 7], расположенном в раннепалеозойской сланцевой толще, урановое оруденение локализовано не только в самих интенсивно дислоцированных углеродисто-кремнистых сланцах, но и в перекрывающих и подстилающих породах, представленных пиритизированными слюдисто-глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, и в рвущих эту толщу диабазах. Преобладают платформенные залежи, но встречаются и жильные тела. Настуран и урановая чернь ассоциируют с пиритом, марказитом и рядом других сульфидов. Наряду с тонковкрапленным оруденением встречаются кварц-карбонатные жилы с настураном и сульфидами. Месторождение относится к полигенным. Предполагается, что первичный уран в тонковкрапленных дисперсных рудах был перераспределен при дислокационном метаморфизме, затем переотложен (частично привнесен) в связи с деятельностью в позднем палеозое гидротермальных растворов и в мезозое—термальных вод, связанных с тектонической активизацией. В образовании руд играли роль и процессы переотложения урана в зоне цементации верхнепалеозойской и альпийской (N—Q) кор выветривания.

Другое месторождение [6] расположено в Балканидах. Оно приурочено к породам нижнего палеозоя, прорванным сиенито-монцититами варисского возраста. Рудовмещающими породами являются углеродисто-глинистые сланцы силура, частично сиенито-монцититы. Урановое оруденение обычно тонковкрапленное, а в прожилках устанавливаются и более крупные выделения настурана и сопровождающих его сульфидов, кварца, карбонатов. Месторождение относится к полигенным.

В Европе преобладают урановые месторождения, связанные с орогенным позднепалеозойским этапом развития СП [13]. Они подразделяются на две группы. Первую группу образуют преимущественно жильные (частично метасоматические) урановые

месторождения, приуроченные к орогенным поднятиям (антиклинориям). Они типичны для СЕМО. Месторождения второй группы, характерные для варисской и альпийской частей СП, расположены в позднепалеозойских орогенных депрессиях.

Месторождения первой группы встречаются в выступах фундамента в Молданубской и Саксо-Тюрингской зонах на всем их протяжении от Чешского массива до западной части Иберийской Месеты [8]. Большинство месторождений тяготеет к зонам глубинных разломов, причем наиболее крупные из них приурочены к узлам пересечения разломов разных порядков с поперечными поднятиями. Характерна длительная и интенсивная гранитизация фундамента, а месторождения связываются с варисскими интрузиями гранитоидов, по отношению к которым они являются более молодыми (разрыв возраста 10—30 млн. лет). Развиваются они в породах всех структурных ярусов фундамента, вероятная глубина их формирования 1,0—4,0 км.

Месторождения урана обычно ассоциируют с месторождениями других металлов, причем в большинстве случаев может быть выделен следующий последовательный ряд минеральных комплексов [2, 5]: скарны с магнетитом, грейзены и кварцевые жилы с минералами вольфрама, олова и молибдена, кварц-колчедан-полиметаллический, урановорудный (альбит-хлорит-коффинит-гидрослюдяная и карбонат-настурановая ассоциации), кварц-карбонат-сульфидный с ранними арсенидами и селенидами, минералами сурьмы и ртути. Отдельные члены этого ряда проявлены не во всех районах и месторождениях. Например, в ряде районов Молданубского поднятия слабо выражены грейзены и жилы с оловом и вольфрамом, которые характерны для Саксо-Тюрингской зоны. В рудных полях и месторождениях, где рудовмещающие нарушения были вовлечены в более позднюю тектоническую (тектоно-магматическую) активизацию, на варисскую минерализацию накладывается более поздняя — мезозойского и кайнозойского времени, в которой выделяются кварц-арсенидный (сульфидный), флюорит-барит-кварцевый, кварц-гематитовый, сурьяно-ртутный и другие минеральные комплексы.

Месторождения подразделяются на три подгруппы: метасоматические в древних толщах, жильные в экзоконтакте гранитов и в самих гранитах.

Метасоматические месторождения, приуроченные в основном к согласным протяженным тектоническим зонам, залегающим среди докембрийских гнейсов нижнего (молданубского) структурного этажа, установлены [10] в ядре Чешского массива вблизи крупных разломов, отделяющих его от внешних геосинклинальных зон. Урановое оруденение на этих месторождениях представлено карбонат-настурановой и альбит-хлорит-коффинит-гидрослюдяной минеральными ассоциациями и сочетается с

сульфидно-полиметаллическим, сопровождаемым селенидами ряда металлов. Возраст минерализации карбонат-настуранового комплекса поздневарисский (280—260 млн. лет), а части коффиновых руд — раннемезозойский (190—140 млн. лет).

Среди месторождений, расположенных в зонах экзоконтакта гранитных интрузий, можно выделить две подгруппы. Представителем первой подгруппы является Пршибрамское месторождение, расположенное в центральной части Чешского массива. Оно приурочено к песчано-сланцевой толще верхнего протерозоя, смятой в районе месторождения в антиклинальную складку и прорываемой варисскими гранитоидами. В зоне экзоконтакта располагается ряд жильных узлов, контролируемых разломами, поперечными и продольными по отношению к плоскости экзоконтакта и напластованию пород. Часть рудовмещающих структур являются трещинами оперения более крупных нарушений, а часть — трещинами, поперечными к оси антиклинальной складки, имеющей направление, близкое к простиранию контакта с гранитоидами. Вмещающие породы в зоне экзоконтакта ороговикованы, и к ним приурочены участки жил наиболее высокой продуктивности, которая снижается по мере удаления рудовмещающих нарушений от контакта с гранитами. Выделяются четыре стадии минерализации: сидерит-сульфидная, кальцитовая, карбонат-настурановая и кальцит-сульфидная (с арсенидами никеля и кобальта). Характерен массивный настуран в виде скоплений и прожилков среди в основном карбонатного выделения жил. По этому настурану определен варисский возраст оруденения (270—260 млн. лет) [15].

Ко второй подгруппе относятся месторождения Рудных гор [5, 8], расположенные в Саксо-Тюрингской зоне. Эти месторождения распространены в области экзоконтакта интрузий гранитоидов с развитием оруденения в зоне шириной до 1 км от контакта. Они приурочены главным образом к метаморфизованному до филлитовидных и слюдястых сланцев отложениям нижнего и среднего палеозоя, частично к более измененным докембрийским гнейсам и кристаллическим сланцам. Положение рудоносных жил контролируется разрывными нарушениями северо-западного направления, поперечными по отношению к оси Рудногорского антиклинория северо-восточного простирания. Рудовмещающими являются в основном северо-западные и близмеридиональные нарушения. Урановая минерализация ассоциирует с предшествующими оловянно-вольфрамовым и колчеданно-полиметаллическим минеральными комплексами, а в ряде случаев и с более поздними кварц-арсенидным (пятиметальным), флюорит-барит-кварцевым, сульфидно-арсенидным и другими минеральными комплексами. Основной ураноносной является кварц-кальцит-настурановая минеральная ассоциация, где в скоплениях и прожилках наряду с массивным настураном нередко развит и коффинит.

В жилах отчетливо выражен литологический контроль: участки жил с заметно повышенным содержанием настурана приурочены к местам пересечения пиритизированных хлорит-серпичитовых, графитизированных, амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев и известковистых пород. В жилах довольно широко проявлены процессы внутрижильного метасоматоза, с которыми связано переотложение (регенерация) урановых минералов.

Первичное оруденение связывается с позднегерцинским магматизмом (270—260 млн. лет), вследствие активизации в мезозойское (150—100 млн. лет) и третичное (30—20 млн. лет) время происходило переотложение настурана.

Жильные месторождения урана, заключенные в гранитах, наиболее широко представлены в Центральнофранцузском, Армориканском массивах и в Испанской Месете, редко они встречаются в Чешском массиве [8].

Формировавшиеся в орогенный этап отложения позднепалеозойских депрессий выполнены обычно терригенными молассоидами, вулканогенно-терригенными, нередко угленосными, реже карбонатными толщами, в основании которых местами развиваются мощные коры выветривания. К этим месторождениям относятся Мечек в Венгрии и Жировский Врх в Югославии [11]. На месторождении Мечек оруденение приурочено к верхнепермским пойменным отложениям, обогащенным растительным органическим материалом. Линзовидные рудные тела часто расположены многоярусно и разделены участками пустых пород и забалансовых руд. Урановые минералы (настуран, уранинит, черни, коффинит) в основном заключены в цементе и часто ассоциируют с пиритом и небольшим количеством сульфидов полиметаллов. Рудовмещающими породами на месторождении Жировский Врх являются зеленовато-серые обогащенные органикой пермские песчаники. Промышленное оруденение представлено отдельными пластово-линзовидными телами, приуроченными к сочленению сероцветных песчаников с пестроцветными алевролитами. Настуран развивается в цементе песчаников и сопровождается органическим веществом, пиритом и другими сульфидами. На обоих месторождениях первичное оруденение было экзодиагенетическим, но устанавливаются признаки более позднего переотложения урановых минералов.

Во Внутренних Карпатах в пределах Румынии известны два района развития урановых месторождений, тяготеющих к позднепалеозойским орогенным депрессиям [11]. В первом районе молассы верхнего палеозоя залегают на байкальских породах в грабен-синклинории. Урановое оруденение приурочено к пестроцветным терригенным отложениям перми. В пределах рудоносных горизонтов выделяется ряд более мелких ритмов, причем урановое оруденение приурочено к нижним их частям, в которых развиты сероцветные русловые, прибрежно-озерные и

дельтовые отложения. Места с наилучшим оруденением приурочены к структурным узлам, где совмещены благоприятные палеогеографические, литолого-стратиграфические и тектонические факторы. Рудные тела имеют пластообразно-линзовидную, реже трубчатую форму. Настуран на месторождениях ассоциирует с антраксолитом, сопровождается небольшим количеством сульфидов. Предполагается послесенонский возраст оруденения.

Во втором районе широко развиты тектонические покровы, где более древние кристаллические сланцы надвинуты на отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Месторождение, приуроченное к узлу пересечения разломов, представлено пластово-линзовидными телами, метасоматически развивающимися по метаморфизованным пермским песчаникам у их границы с перекрывающими филлитами. В связи с метаморфизмом, обусловленным контактовым воздействием лежащей на глубине интрузии гранитоидов, в песчаниках развиваются альбит, диопсид, амфибол и другие минералы. Настуран ассоциирует с халькопиритом, реже с другими сульфидами.

На другом месторождении рудные линзы вытянуты вдоль разломов в северо-западном и северо-восточном направлениях и локализованы среди кристаллических сланцев в горизонте с линзовидными залежами карбонатных пород. Урановое оруденение, представленное настураном, сопровождается хлоритизацией, серицитизацией и силификацией вмещающих пород, пиритом и сульфидами кобальта, никеля и других металлов.

Таким образом, в альпийской части СП гидротермальные урановые месторождения, связываемые с позднепалеозойским магматизмом, известны лишь в отдельных орогенных депрессиях, в которых развиты кислые пермские вулканы и субвулканические интрузии. В этих же депрессиях развиты и экзодиагенетические месторождения, приуроченные к осадочным толщам. Значительные позднепалеозойские гидротермальные месторождения в поднятых блоках между этими депрессиями, в отличие от варисской части СП, не установлены.

В мезозойское и кайнозойское время условия развития и характер проявления уранового оруденения в варисской и альпийской частях СП также были различны. В варисской части пояса в это время формировался платформенный чехол, в котором наибольший интерес представляют урановые месторождения в меловых отложениях второго структурного яруса Чешского массива. Они тяготеют к области сочленения двух крупных глубинных разломов, причем большинство из них приурочено к относительно поднятому блоку. Рудовмещающими являются терригенные породы сеномана, в которых выделяется нижняя пачка пресноводных отложений и верхняя — морских песчаников. Главная масса руд приурочена к самой нижней части отложений морского сеномана. Выше сеномана залегают породы турона — коньяка и перекрывающие их третичные от-

ложения, прорываемые, как и вся меловая толща, дайками щелочных базальтоидов. Породы платформенного чехла разбиты на ряд блоков, смещенных относительно друг друга с амплитудами до первых сот метров. Некоторые из этих разломов унаследованы от нарушений, заложенных в фундаменте еще в палеозое.

Рудовмещающие меловые отложения, как и дайки базальтоидов и частично породы фундамента, в значительной степени изменены с развитием осветленных, окварцованных, гидрослюдизированных, каолинизированных и лимонитизированных пород. Изменения развивались в определенной последовательности, носили в различные этапы то восстановительный, то окислительный характер и сопровождалась развитием кварца, углеродистого вещества, гидрослюд, каолина, монтмориллонита, пирита и других минералов. Урановорудные тела имеют преимущественно пластообразную форму. Основными минералами являются урановая чернь, метаколлоидный урансодержащий циркон, реже настуран [16]. В формировании рудных тел намечается несколько стадий: настуран-сульфидная; углеродисто-гидрослюдистая, с которой связывается первичное накопление и перераспределение урана; каолинитовая, которая сопровождается выносом и переотложением урана и в конце которой образовался урансодержащий циркониевый минерал; наложенная стадия пластового окисления.

В альпийской части СП в некоторых позднепалеозойских депрессиях выделяются месторождения ларамийского и киммерийского возраста. Гидротермальные месторождения, тяготеющие к районам проявления неогенового вулканогенно-интрузивного магматизма, известны в западной и восточной частях полосы срединных массивов альпийской части СП. В западной части этой полосы, в Сербско-Македонском массиве Югославии [11], расположено месторождение Златовска Река; в ее восточной части, за пределами рассматриваемой территории, слабо изученные проявления уранового оруденения известны в Иранском Азербайджане и Центральном Ираке [3]. На месторождении Байче-Бах коффинит и настуран, ассоциирующие с сульфидами ряда металлов, образуют жилы в эоценовых вулканогенно-осадочных породах, а в Энарекском районе проявления урановой минерализации в медно-никель-кобальтовых месторождениях Теламессин-Мискана приурочены к палеоценовым порфирирам. Мелкие проявления молодой урановой минерализации отмечаются в срединных массивах Турции [13]. Таким образом, в осевой части альпийского СП намечается зона возможного развития неогенового уранового оруденения, тяготеющая к срединным массивам.

В этой же зоне известны проявления уранового оруденения среди неогеновых депрессий, сложенных вулканогенно-осадочными породами. Они отмечаются в некоторых впадинах Греции и Югославии, выполненных вулканогенными, озерно-болотными

и речными отложениями. В Турции [11] мелкие урановые месторождения известны в третичных отложениях молодых впадин.

Выводы

1. В западной половине Средиземноморского подвижного пояса урановые месторождения были выявлены в его варисской и альпийской частях. Образование промышленных месторождений урана в варисской части связано с завершающим (позднепалеозойским) этапом развития, а также с тектоно-магматической и тектонической активизацией в период формирования платформенного чехла. Образование месторождений в альпийской части пояса приурочено к завершающим этапам развития в конце палеозоя и протекало преимущественно в конечные стадии формирования альпийской геосинклинали.

2. При образовании в ранние этапы развития палеозойской геосинклинали кембрийских и силурийских черных (углеродисто-глинистых, углеродисто-кремнистых) сланцев в них в повышенном количестве накапливались уран и другие металлы. Эти породы известны среди геосинклинальных отложений в варисской и альпийской частях пояса. На более поздних этапах в отдельных районах распространения сланцев были сформированы промышленные месторождения урана. Процесс возникновения этих месторождений был сложным: в нем могли играть роль и метаморфизм, и воздействие гидротермальных растворов, и переотложение металла в связи с образованием древних и современных кор выветривания.

3. Урановые месторождения, образованные в позднепалеозойский этап развития, по геологической позиции подразделяются на две группы. Первая группа развита в варисской части СП, представлена жильными или метасоматическими месторождениями, приуроченными к гранитизированным поднятым участкам фундамента, часто в антиклинальных поднятиях. Вторая группа представлена месторождениями в позднепалеозойских орогенных депрессиях. Они известны в обеих частях СП.

4. На ряде гидротермальных месторождений в варисской части пояса установлено, что одни и те же структуры вмещают не только образования нескольких последовательных минеральных комплексов варисской эпохи, но и минерализацию более поздних комплексов, связанных с активизацией в мезозое — кайнозое. На этих месторождениях часто проявлены процессы внутрижильного метасоматоза с явлениями регенерации урановых и других минералов. Устойчивое развитие этой рудной минерализации в одних и тех же протяженных структурах в течение длительного времени свидетельствует в пользу представлений о достаточно глубоком заложении энергетического очага, обусловившего формирование месторождений.

5. В платформенном чехле варисской части СП проявления урановой минерализации известны во всех его структурных ярусах. По условиям образования они являются в основном экзо-диагенетическими, но в некоторых из них, в частности в проявлениях оруденения в меловых отложениях Чешского массива, отчетливо устанавливается регенерация урановых минералов в связи с неогеновой тектоно-магматической активизацией. Для размещения и формирования месторождений платформенного чехла существенное значение имели процессы, связанные с развитием кор выветривания. Последние, вероятно, играли роль в формировании уранового оруденения в зоне цементации в черных сланцах, возможно в образовании жильных месторождений в Центральнофранцузском массиве и Иберийской Месете.

6. Альпийские гидротермальные месторождения урана формировались в течение нескольких этапов. Наиболее ранние, вероятно, были образованы в ларамийский орогенический цикл (киммерийский и собственно ларамийский этапы), более поздние — в альпийский орогенический цикл (неогеновый и плейстоценовый этапы). Месторождения ларамийского цикла расположены в северной части альпийской геосинклинали и пространственно часто тяготеют к районам развития магматических пород банатитового комплекса. Многие из них расположены в осадочных толщах (черные сланцы, отложения позднепалеозойских депрессий), первоначально обогащенных ураном, переотложение которого могло играть роль в образовании этих месторождений.

7. Месторождения альпийского орогенического цикла тяготеют к осевой части альпийской геосинклинали. Они расположены в участках развития неогеновых и плейстоценовых вулкани-тов и субвулканических интрузий. В этих районах в молодых депрессиях, выполненных вулканогенно-осадочными толщами, встречены и проявления уранового оруденения, связанные с экзо-диагенетическими процессами.

8. Наиболее крупные месторождения как в фундаменте, так и в платформенном чехле тяготеют к длительно развивающимся глубинным (часто мантийным) разломам и узлам их пересечения.

9. В работах Ю. А. Билибина рассматривалась в основном эндогенная минерализация варисской части Средиземноморского пояса. Именно здесь под названием «минерализация западноевропейского типа» он выделил комплекс разнообразных по вещественному составу редкометалльных и полиметаллических, часто ураносодержащих месторождений, сформированных в конце позднего палеозоя. Как известно, представление о том, что ряд гидротермальных месторождений Центральной и Западной Европы связан с конечными этапами развития варисской геосинклинали, подтвердилось дальнейшими работами. Здесь были

открыты и проявления более позднего уранового оруденения в платформенном чехле и фундаменте, которые обычно связываются с тектоно-магматической активизацией. Возможность выявления месторождений была в значительной степени предсказана Ю. А. Билибиным, только он связывал их образование с конечными этапами развития. Ю. А. Билибин писал, что минерализация конечных этапов «проявляется в течение длительного геологического времени после окончания складчатых дислокаций и интрузивной деятельности в пределах подвижного пояса и нередко проникает в горизонтально лежащие породы верхнего структурного яруса, перекрывающие более раннюю складчатую структуру» [1, с. 62]. Он отмечал, что «в ряде районов эта минерализация продолжается или повторяется в течение мезозоя и даже в начале кайнозоя» [1, с. 63].

Варисская часть СП является, по Ю. А. Билибину, областью с одним завершенным циклом развития. В ней особенно четко проявилась урановая минерализация поздних и конечных этапов развития, а также обусловленная более поздней активизацией. Иной была обстановка в альпийской части СП, где на палеозойский наложился мезозойско-кайнозойский цикл геосинклинального развития. Это отразилось на ряде особенностей металлогении и развития уранового оруденения. В конце варисского времени эндо- и экзогенное урановое оруденение локализовалось здесь лишь в позднепалеозойских депрессиях, а имеющие наибольшее значение в варисцидах гидротермальные месторождения в гранитизированных антиклинальных поднятиях не установлены. В мезозойско-кайнозойское время в различных местах альпийской части урановое оруденение проявилось неодновременно: известны месторождения киммерийского, ларамийского и пиренейского (неогенового) возраста. Наметив общую схему развития металлогении подвижных поясов и место в ней урановой минерализации, Ю. А. Билибин неоднократно указывал на возможность частных различий в общей схеме для отдельных поясов или их фрагментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
2. Бродин Б. В. Регионально-минералогические исследования при сопоставлении гидротермальной минерализации Чешского массива.— *Сas. Miner. Geol., Praha*, 1977, 22, с. 1, s. 67—81.
3. Геология и рудные месторождения Среднего Востока / Н. С. Порфильев, А. В. Борцова, В. В. Веселова и др. М., Недра, 1973. 384 с.
4. Гецева Р. В., Дерягин А. А. О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфогенных месторождений урана.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963, с. 71—93.
5. Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960. 100 с.
6. Жуков Ф. И. Рудные месторождения в породах низких ступеней метаморфизма Карпато-Балканской области. Киев, Наукова думка, 1978.

7. Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978. 207 с.

8. Металлогения урана континентальных блоков земной коры / Г. В. Афанасьев, С. В. Бузовкин, Б. Б. Голубев и др. Л., Недра, 1980. 250 с.

9. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2, с. 3—21.

10. О метасоматических урановых месторождениях Чешского массива / М. Долежел, В. С. Егоров, А. В. Заварзин и др.— Геология руд. м-ний, 1975, № 6, с. 42—52.

11. Образование месторождений урана. М., Мир, 1976, с. 326—345.

12. Проблемы региональной металлогении. Л., 1973. 219 с.

13. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., Недра, 1977. 344 с.

14. Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977. 360 с.

15. Cadek J., Miřovský J., Novák F. Association of uranium and zirconium in the Sandstone Type uranium deposits in northern Bohemia.— Cas. Miner. Geol., Praha, 1975, 20, č. 2, s. 131—140.

16. Legiersky J. Model ages and isotopic composition of ore leads of the Bohemian Massif.— Cas. Miner. Geol., Praha, 1973, 18, č. 1, s. 1—24.

УДК 551.26 : 552.321.1/3

Е. К. Станкевич

ТИПЫ РЯДОВ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИИ И ИХ СВЯЗЬ С ЭВОЛЮЦИЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)

При формационном анализе магматических образований особое внимание уделяется изучению ассоциаций гранитоидных пород, поскольку общепризнана их ведущая роль в эволюции континентальной коры и в процессах рудогенеза.

Принципы систематизации гранитоидных ассоциаций включают выделение двух семейств гранитоидных формаций — салического и мафического-салического, состоящих из определенных видов формаций. Классификация видов гранитоидных формаций производится по признакам их вещественного состава и условий становления [3, 4], которые определяют проявление таких диагностических свойств ассоциаций горных пород, как характер строения и тип взаимосвязи с вмещающей средой.

По признакам условий становления в салическом семействе выделяются мигматит-плагιοгранит-гранитовая и гранитовая формации, связанные с геодинамическим режимом инверсии в структурных зонах миогеосинклинального типа, сопровождаемым развитием складчатости и проявленнем мезозонального регионального метаморфизма. Те же гранитоидные формации проявляются при режиме тектоно-магматической активизации и при ультраметаморфизме в структурах срединных массивов и в выступах древнего основания геосинклинальных зон.

В мафическо-салическом семействе гранитоидных формаций с режимом инверсии, складчатостью и мезозональным метаморфизмом, но в структурах эвгеосинклиналиного типа развития связано становление тоналит-гранодиоритовой формации. С режимом частной инверсии, предшествующей общей инверсии и проявлению регионального метаморфизма в тех же зонах, связывается становление габбро-диорит-плагиогранитовой формации.

Главными чертами гранитоидных формаций инверсионного режима в обоих семействах являются: парагенез гранитоидов с метаморфическими комплексами амфиболитовой и гранулитовой ступеней регионального метаморфизма, формирование автохтонных и параавтохтонных комплексов в ядрах термальных купольных структур пород рамы и их ограничение изоградой силлиманита. Для аллохтонных комплексов, не подчиняющихся структурному плану метаморфической зональности пород рамы или размещенных в неметаморфизованных толщах осадочных и вулканогенных пород, устанавливаются парагенетические связи с региональным метаморфизмом по присутствию в составе гранитоидов типоморфных метаморфогенных минералов: силлиманита, ставролита, кордиерита, андалузита и граната. Для гранитоидных формаций инверсионного режима характерна в целом синхронность становления с возрастом проявления регионального метаморфизма. Для них типичны абиссальные и мезоабиссальные условия формирования. Черты мезоабиссальных и гипабиссальных условий становления при тесном парагенезе с комагматическими вулканическими комплексами базальт-андезит-риолитовой формации свойственны раннеинверсионной габбро-диорит-плагиогранитовой формации.

Орогенному режиму развития эпигеосинклиналиных структурных зон и срединных массивов отвечает становление орогенных гранитоидных формаций салического (лейкогранитовая, аляскитовая и гранит-граносиенитовая) и мафическо-салического (диорит-гранодиоритовая) семейств. Характерными признаками гранитоидных формаций орогенного режима являются: гипабиссальные и субэкструзивные условия формирования, дискордантность тел по отношению к структуре пород рамы и парагенез с комагматическими вулканическими комплексами.

Пространственно-временные связи между гранитоидными формациями, принадлежащими к одному или разным семействам и связанными с различными геодинамическими режимами (инверсионным, орогенным), проявляются в развитии временных и латеральных рядов формаций. Временной ряд формаций отражает последовательность магматических проявлений в одной структурной зоне в течение одного тектоно-магматического цикла.

Для гранитоидов салического семейства наиболее характерен временной формационный ряд гранитовая→лейкогранито-

вая, а для гранитоидов мафическо-салического семейства — тоналит-гранодиоритовая → диорит-гранодиоритовая формации. Анализ взаимосвязи состава пород формаций временного ряда гранитовая → лейкогранитовая, рассмотренного на примере различных регионов Средиземноморского подвижного пояса (рисунок, таблица) с привлечением математических методов, показал, что для формаций этого ряда характерна однотипная дифференциация состава, изменчивость которого подчинена в первую очередь влиянию трендов «кислотность ↔ основность» и «тип щелочности» (калиево ↔ натриево).

Для временного ряда гранитоидных формаций мафическо-салического семейства, представленного тоналит-гранодиоритовой и диорит-гранодиоритовой формациями, устанавливается иной, чем в салическом семействе, тип дифференциации состава, обусловленный трендами «кислотность, калиево ↔ основность» и «натриевая щелочность ↔ тип железистости».

Однотипность характера дифференциации состава гранитоидных формаций одного семейства, но отвечающих различным геодинамическим режимам и образующих временные ряды, свидетельствует о признаках родства этих формаций, что было предопределено сходством механизма генезиса исходных расплавов. Так, выплавление анатектических гранитовых расплавов в условиях амфиболитовой и гранулитовой ступеней регионального метаморфизма и последующее становление гранитовой формации, синхронное с эндогенными геодинамическими процессами образования (и преобразования) тектонических структур (в режиме инверсии), сменяются во времени регрессивным этапом регионального метаморфизма, вызванного погружением термального фронта и выплавлением эвтектических гранитовых расплавов. Этот этап совпадает с орогенным режимом развития тектонических структур, когда возрастает степень проницаемости коры и осуществляется подъем кислых дифференциатов мантийной базальтовой магмы до уровня выплавления в коре анатектических гранитовых расплавов и когда вероятно частичная гибридизация гранитоидных расплавов за счет смешения с мантийными источниками. Последующее становление орогенных гранитоидных формаций салического семейства в приповерхностных горизонтах коры сопровождалось близкосовершенным формированием комагматичных вулканических риолитовых и дацит-риолитовых комплексов.

Генезис гранитоидных формаций инверсионного режима, принадлежащих к мафическо-салическому семейству, связан с анатектическим выплавлением не только гранитовых, но и гранодиоритовых магм при более высоких температурах в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма. Этот процесс дополняется поступлением из верхней мантии базальтовых расплавов и их кислых дифференциатов, а также развитием гибридизации расплавов. В совокупности

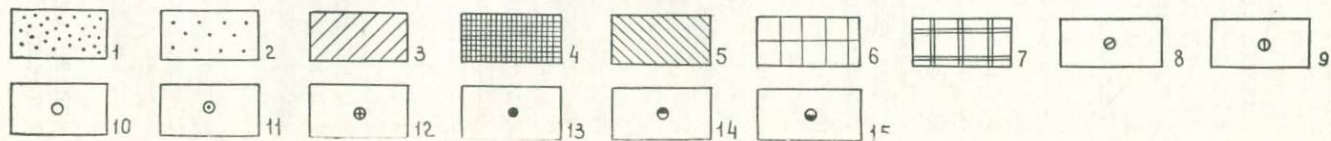
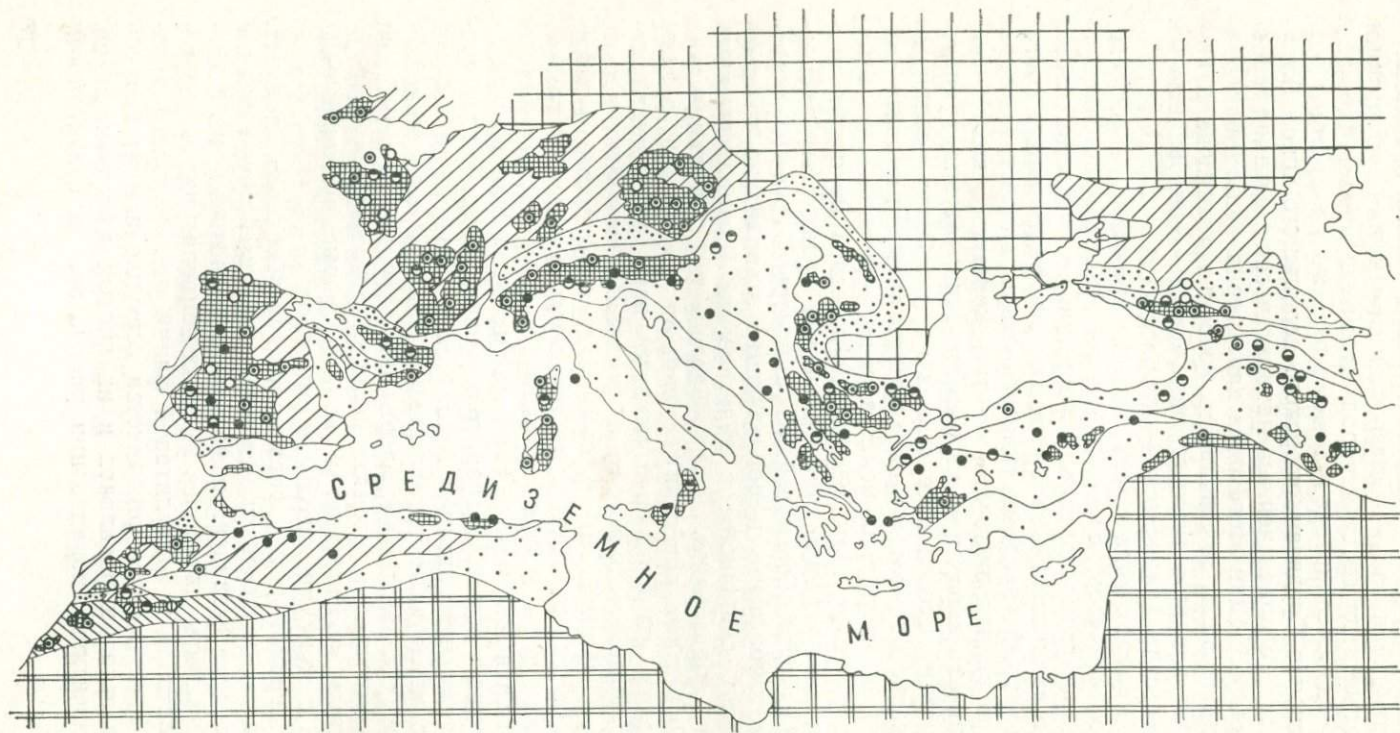


Схема размещения гранитоидных формаций в структурах Средиземноморского подвижного пояса.

1—7 — тектонические структуры: 1 — альпийские складчатые системы, 2 — альпийские переловые прогибы, 3 — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол эпигерцинских квазикратонных областей, 4 — срединные массивы и выступы основания складчатых систем и кратонов, 5 — деформированный палеозойский платформенный чехол эбурейско-панафриканских (байкальских) складчатых систем, 6 — эйбайкальская Восточно-Европейская платформа, 7 — добыйкальская Африкано-Аравийская платформа; 8—15 — гранитоидные формации: 8 — аляскинская, 9 — гранит-граносиенитовая, 10 — лейкогранитовая, 11 — гранитовая, 12 — мигматит-плагитогранит-гранитовая, 13 — диорит-гранодиоритовая, 14 — тоналит-гранодиоритовая, 15 — габбро-диорит-плагитогранитовая.

смешанные расплавы являются родоначальными для формирования комплексов сининверсионной тоналит-гранодиоритовой формации.

Процессы анатектического выплавления гранитоидных расплавов на регрессивном этапе развития регионального метаморфизма, сопровождаемые подъемом мантийных базальтовых магм и их дифференциатов, а также явлениями гибридизации расплавов, обуславливают генерацию магматических очагов, с которыми связывается становление диорит-гранодиоритовой формации, одновременное с орогенным режимом развития вмещающих эту формацию тектонических структур.

Проявление орогенных гранитоидных формаций салического семейства (лейкогранитовой, гранит-граносиенитовой) не только в эпимиегосинклинальных зонах и срединных массивах, но и в эпизевгосинклинальных зонах, а мафическо-салической диорит-гранодиоритовой формации соответственно в эпимиегосинклинальных зонах и срединных массивах позволяет говорить об опосредованной связи гранитоидов с тем или иным типом тектонических структур и об общей обусловленности магматизма и структурообразования глубинными геодинамическими процессами преобразования коры и верхней мантии. Этот вывод подкрепляется тем обстоятельством, что в пределах Средиземноморского подвижного пояса выделяются тектонические структуры эпизевгосинклинального и эпимиегосинклинального типов, лишённые каких-либо проявлений гранитоидного магматизма. Кроме того, не все альпийские эпизевгосинклинальные структурные зоны включают образования сининверсионного гранитоидного магматизма мафическо-салического семейства; некоторые из них характеризуются развитием только орогенной формации этого семейства.

В истории развития гранитоидного магматизма Средиземноморского подвижного пояса не только устанавливаются временные ряды формаций одного семейства — салического или мафическо-салического, но и широко представлены смешанные типы временных рядов формаций. Для таких рядов характерно

«пересечение» их конечных членов, что выражается в наращивании салического временного ряда формаций (гранитовая→лейкогранитовая) диорит-гранодиоритовой формацией мафическо-салического семейства (гранитовая→лейкогранитовая→диорит-гранодиоритовая), или наблюдается замещение во временном формационном ряду тоналит-гранодиоритовая→диорит-гранодиоритовая формации конечного члена формациями салического семейства (лейкогранитовой и реже гранит-граносиенитовой).

Типы временных рядов гранитоидных формаций в последовательных тектоно-магматических циклах развития Средиземноморского подвижного пояса подчинены определенной закономерности. Салический тип ряда (гранитовая→лейкогранитовая) является преобладающим для герцинского цикла тектогенеза, тогда как мафическо-салический ряд (тоналит-гранодиоритовая→диорит-гранодиоритовая) оказывается подавляющим, если не единственным, в альпийском цикле.

Поскольку магматические образования являются следствием и одновременно индикатором значительных перестроек коры и мантии, то представляется вполне логичным ожидать существования корреляционных связей между составом (салическим или мафическо-салическим) гранитоидного магматизма, с одной стороны, и типом строения, составом коры (ее мощностью и глубиной основных границ раздела) — с другой.

По модальным значениям статистически вычисленной скорости распространения продольных волн в континентальной коре [1] выделяются два сейсмических слоя, отождествляемых с «гранито-гнейсовым» ($v_p=5-6,3$ км/с) и «гранулитобазитовым» ($v_p=6,6-7,2$ км/с) слоями коры. Устанавливается прямая корреляция между составом гранитоидных формаций на уровне их принадлежности к семейству и типом строения коры.

Мощность коры для эпигерцинских квазикратонных областей Средиземноморского подвижного пояса составляет в среднем 30—35 км. Мощность «гранито-гнейсового» слоя при этом около 20 км ($v_p=6-6,3$ км/с), т. е. значительно превышает мощность «гранулитобазитового» слоя. Эти области характеризуются широким проявлением салического гранитоидного магматизма, представленного временным рядом гранитовая→лейкогранитовая формации.

Наращивание салического ряда формаций диорит-гранодиоритовой формацией мафическо-салического семейства, установленное в структурах Марокканской и Иберийской Месеты, коррелирует с появлением в основании коры тонкого «промежуточного» сейсмического слоя ($v_p=7,5-7,6$ км/с) и слоя разуплотненной верхней мантии ($v_p=7,8$ км/с).

Большие мощности коры (50—55 км) характерны для Родопского и Центральнокавказского срединных массивов [6], где на долю «гранито-гнейсового» слоя приходится соответственно 20—25 и 30—35 км. Основные границы раздела в коре

Типы гранитоидных формаций и их временных рядов в истории развития Средиземноморского подвижного пояса

Тектономагматический цикл	Радиологические рубежи, млн. лет	Области проявления														
		Анти-Атлас, Марокканская Месета, Высокие плато, Риф	Иберийская Месета	Тельский Атлас	Армориканский массив	Центральный Французский массив	Богемский массив	Альпы	Пиренеи	Апеннины	Карпаты	Балканиды	Динариды, Эллиныды	Понтиды, Анатолиды, Тавриды	Большой Кавказ	Малый Кавказ
Альпийский	230—0	[dg]		[dg]				[dg] ↑ [gd]		[dg]	[dg]	[dg] ↑ [gd]	[dg] ↑ [gd]	[dg] ↑ [gd]	[lg] ↑ [gd]	[gd] ↑ [mng]
Герцинский	570—230	[dg] ↑ [lg] ↑ [gd] [g] ↑ [mng]	[dg] ↑ [lg] ↑ [gd] [g] ↑ [mng]	[g]	[lg] ↑ [g]	[lg] ↑ [g]	[lg] ↑ [g]	[lg] ↑ [g]	[gd]		[dg] ↑ [g]	[dg]	[lg] ↑ [g]	[lg] ↑ [g]	[lg] ↑ [g] ↑ [mng]	[g]
Панафриканский, кадомский, байкальский	1800—700 1000—570	[xg] ↔ [gs] ↑ ↑ [g] [lg] [gd]			[lg] ↑ [gd]				[g]	[g]	[g]				[g]	[g]
Эбурнейский (свекофенно-карельский)	2600—1800	[g] ↑ [Mg]			[g]							[Mg]				

Формации: xg — аляскитовая, gs — гранит-граносиенитовая, lg — лейкогранитовая, dg — диорит-гранодиоритовая, g — гранитовая, gd — тоналит-гранодиоритовая, Mg — мигматит-плагиогранит-гранитовая, mng — габбро-диорит-плагиогранитовая.

сформировались здесь на альпийском этапе, который ознаменовался процессами тектоно-магматической активизации и проявлением гранитоидного магматизма орогенного режима. В пределах Паннонского массива, где мощность коры достигает 20—25 км при мощности «гранулитогнейсового» слоя 16—19 км, на долю «гранулитогнейсового» слоя приходится всего 5—8 км. Такому типу строения коры отвечает развитие существенно кислого вулканизма (риолиты, дациты, игнимбриты), источником которого служили коровые очаги анатектической магмы [5].

Структуры, сформировавшиеся на альпийском этапе развития Средиземноморского подвижного пояса и включающие проявления мафическо-салического гранитоидного магматизма, характеризуются, как правило, сокращенным разрезом коры при увеличенной мощности «гранулитогнейсового» слоя по сравнению с «гранито-гнейсовым». В полосе сейсмического профиля Степное—Бакуриани, пересекающего срединный массив Центрального Кавказа и Южно-Кавказскую эпизевгосинклинальную зону, поверхность Мохо в последней устанавливается на глубине 40—45 км. Раздел Конрада фиксируется на глубине около 24 км, и на долю «гранито-гнейсового» слоя приходится примерно 14 км мощности коры, тогда как мощность «гранулитогнейсового» слоя порядка 20 км [2]. В этой зоне получил развитие мафическо-салический гранитоидный магматизм, представленный тоналит-гранодиоритовой формацией.

В Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа мощность «гранито-гнейсового» слоя составляет примерно 15 км при относительно высоких значениях пластовой скорости ($v_n = 6,7—7$ км/с). Здесь, как и в Южно-Кавказской зоне, мощность «гранулитогнейсового» слоя (~ 26 км) больше мощности «гранито-гнейсового» и для него характерны пластовые скорости 7—7,2 км/с. На глубине 13—20 км фиксируется волновод ($v_n = 6,6$ км/с). Поверхность М прослеживается на глубине 46 км и, по-видимому, характеризуется сильной нарушенностью [2]. В Севано-Акеринской зоне установлено проявление габбро-диорит-плагиогранитовой формации.

В Центральных Альпах в полосе сейсмического профиля Базель—оз. Камо, пересекающего своей южной частью Инсубрийскую ветвь Периадриатического линеймента и позднеэоценовый тоналит-гранодиоритовый массив Бергелло [8], наблюдается подъем поверхности М до глубины 35 км, тогда как в северной части профиля под Лепонтенскими Альпами, Аарским и Готардским герцинскими массивами эта поверхность располагается на глубине 50—53 км. В зоне Ивреа Западных Альп поверхность М устанавливается на глубине 40 км [7], а на глубине всего 5—10 км предполагается залегание пластинообразного мантийного диапира ($v = 7,4$ км/с), достигающего мощности примерно 8—12 км. В этой зоне получил развитие орогенный позднеолигоценый интрузивный магматизм мафиче-

ско-салического состава (диорит-гранодиоритовый массив Траверселла).

Таким образом, характер глубинного строения коры в пределах основных типов структурных зон (срединных массивов, эпигеосинклинальных зон) Средиземноморского подвижного пояса на различных этапах развития и его связь с типами гранитоидного магматизма (салическим, мафическо-салическим) позволяют говорить о существовании двух полярных по своей тенденции типов эндогенных геодинамических процессов эволюции коры на границе ее с верхней мантией. Разрастание «гранито-гнейсового» слоя за счет поглощения «гранулитобазитового» при общем увеличении мощности коры, определяемое как конструктивный тип развития, приводит к появлению временных рядов гранитоидных формаций салического семейства. Эндогенный процесс, ведущий к базификации континентальной коры, за счет замещения «гранито-гнейсового» слоя «гранулитобазитовым» при сокращении общей мощности коры определяется как деструктивный. Ему отвечает проявление временных рядов гранитоидных формаций мафическо-салического семейства.

Явление пересечения для конечных членов временных формационных рядов гранитоидов салического и мафическо-салического семейств знаменует начальные стадии инверсии типа геодинамического режима корообразования (конструктивного на деструктивный или наоборот). Это отмечается в ряде регионов Средиземноморского подвижного пояса в самом конце герцинского этапа развития. В течение альпийского цикла устанавливается деструктивный характер эволюции коры и ему отвечают временные ряды гранитоидных формаций мафическо-салического семейства.

Наличие двух полярных типов процессов эволюции континентальной коры и обусловленность ими возникновения временных формационных рядов гранитоидов салического и мафическо-салического семейств позволяют понять закономерность проявления и смены металлогенических эпох в истории развития структур Средиземноморского подвижного пояса. С другой стороны, анализ типов временных рядов гранитоидных формаций дает возможность прогнозировать характер металлогенической специализации конечных членов ряда, усиление или ослабление их рудоносности. В случае «пересечения» временных рядов формаций у конечных членов устанавливаются нетипичные для них черты металлогенической специализации, отчасти наследуемые от начальных членов ряда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., Недра, 1981. 432 с.
2. Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М., Наука, 1984. 108 с.

3. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.
4. Магматические формации СССР. В 2-х т./В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. Т. 1 — 319 с.; Т. 2 — 279 с.
5. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1979. 279 с.
6. Строение земной коры и мантии по геофизическим данным / Ред. И. А. Резанов. М., 1976. 123 с.
7. Evolutions géologiques de la France. — Mémoire du BRGM, 1980, № 170. 355 p.
8. Müller St. Crustal structure. — In: Geology of Switzerland a guidebook. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. Basel—New York, 1980, p. 93—97.

УДК 553.078 : 551.14

Г. А. Шатков

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАК РЕЗУЛЬТАТ ЦИКЛИЧНОСТИ РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Металлогеническая зональность всех рангов зависит от многих факторов. Установлена связь рудных провинций и поясов с этапами развития геосинклинально-складчатых систем, с размещением структурно-формационных комплексов, с системами глубинных разломов, региональным геохимическим фоном, петрохимической, метасоматической, метаморфической зональностью и, по-видимому, со всеми другими параметрами, характеризующими состояние и развитие крупных геологических структур. Все это тесно связано с процессами изменения глубинного строения земной коры. Существующие на Земле два типа строения литосферы — континентальный и океанический — характеризуются сложными взаимоотношениями: они возникают, преобразуются и разрушаются. Очевидно, наиболее существенные изменения состава и структуры верхних оболочек Земли происходят по границам литосферных блоков, по системам глубинных разломов, а иногда приобретают площадной характер. Считается, что основной путь формирования континентальной литосферы — это геосинклинально-складчатое развитие; возможно, в докембрии были и иные способы образования континентов. Установлены или предполагаются различные пути преобразования и деструкции континентальной литосферы, они будут охарактеризованы ниже.

Предлагаемая работа представляет собой попытку увязать в самой общей форме основные тенденции преобразования литосферных блоков с формированием геохимической и металлогенической зональности.

Металлогеническая концепция Ю. А. Билибина [3] базируется на представлении о цикличности развития геосинклиналь-

но-складчатых систем. Он подчеркивал, что конечные этапы развития обнаруживают признаки сходства с начальными по широкой проявленности базитового магматизма и халькофильно-сидерофильного (Fe, Ti, Co, Pt, Au, Cu и др.) оруденения. С развитием современных геотектонических концепций [8 и др.] понятие цикличности приобрело глобальный характер. Полный цикл развития литосферы с позиций неомобилизма состоит из следующих звеньев: океанический спрединг в пределах срединно-океанических хребтов и наращивание океанических плит → формирование континентальной коры в результате активного взаимодействия литосферных плит (процессов субдукции) → континентальное развитие (оно мобилистами обычно не рассматривается) → океаногенез в результате раздвига континентальных плит в зонах эпиплатформенного рифтогенеза. Классическая схема поясовой металлогенической зональности западной окраины американских континентов: Fe (Au)—Cu (Mo) → Ag—Pb—Zn—Sn—Mo (W) — связывается с поддвижением Тихоокеанской океанической плиты, включая часть Восточно-Тихоокеанского поднятия, под континенты. В зонах субдукции, главными элементами которых являются наклонные глубинные разломы Беньофа—Заварицкого, в результате процессов метаморфизма и магмообразования происходит мобилизация металлов из мантии и рыхлых океанических осадков. Предположения относительно мантийного источника Cu, Pb, Zn, Mo и других металлов базируются на большой глубинности очагов магмообразования, наличии Fe-Mn конкреций и высоких содержаниях рудных элементов в пелагических осадках, существовании рудоносных рассолов и осадков, обогащенных сульфидами Cu, Zn и гетитом в грабене Красного моря, результатах изучения изотопных отношений S, O, H, Sr в магматических породах, современных гидротермальных системах и рудах. В целом металлогеническая зональность зависит от активного взаимодействия плит и во многом предопределяется конфигурацией зон субдукции. При этом важная мобилизующая роль отводится очагам щелочно-известковой магмы, распределение которых контролируется зонами Беньофа—Заварицкого. Процессы рудообразования, происходящие на континентах, в том числе в их внутренних частях, трактуются как отголоски взаимодействия литосферных плит [8 и др.]. Фактически континентальная кора рассматривается как консервативный элемент, который, однажды возникнув, практически не исчезает. Очень важные для решения проблем металлогении вопросы: активизация континентальной коры, сводово-глыбовые и магматические процессы, ей сопутствующие, разуплотнение и гранитизация коры, базификация и разрушение гранитно-метаморфического слоя и др. — трудно и часто невозможно увязать с зонами активного взаимодействия литосферных плит. При этом процесс эпиплатформенного рифтогенеза рассматривается прежде

всего как раздвиг континентальных плит, и вопрос о преобразовании и разрушении континентальной коры в этих зонах неомобилистами не обсуждается.

Сторонники иных направлений в геотектонике [1, 2, 6 и др.] полагают, что океанизация континентальной коры может происходить почти в таких же масштабах, как и ее новообразование в результате эволюции подвижных поясов (геосинклиналей). Примечательно, что в концепции фиксизма геотектонический цикл от начальных стадий геосинклинального прогибания до вполне кратонного (платформенного) состояния, по Г. Штилле, не является глобальным циклом, так как в нем не рассматривается деструктивная линия развития — от платформы к новой геосинклинали. Различные варианты океанизации континентальной коры [1, 2, 6 и др.] разработаны пока менее полно по сравнению с конструктивной (геосинклинальной) линией развития. Тем не менее металлогенические особенности областей деструкции континентальной коры привлекают все большее внимание [9, 13, 14 и др.].

Можно наметить следующие типовые обстановки, для которых отмечаются признаки сокращения и разрушения гранитно-метаморфического слоя и континентальной коры в целом [6, 7, 11, 13 и др.]:

— эпиплатформенные рифтовые пояса и системы (Африка-но-Аравийский и Рейнско-Ливийский пояса, Байкальская система);

— эпиорогенные рифтовые (тафрогенные) системы и другие структуры автономной тектоно-магматической активизации (Провинция Бассейнов и Хребтов США и др.);

— области интенсивного проявления траппового вулканизма платформ и платобазальтового вулканизма консолидированных складчатых областей (Исландия, Колумбийское плато США и др.);

— некоторые окраинные моря Тихоокеанского подвижного пояса (Японское, Охотское и др.), некоторые внутренние моря (Черное, Каспийское), отдельные эпиорогенные впадины (Паннонская и др.) Средиземноморского пояса, субокеаническая и маломощная континентальная кора которых имеет «вторичный» характер;

— срединные массивы и геоантиклинальные системы подвижных поясов (Кокчетавский, Буреинский, Южно-Каспийский, массивы Западной и Центральной Европы);

— щиты, кристаллические массивы древних платформ и другие структуры длительного и устойчивого воздымания (Алданский, Балтийский, Канадский щиты).

Кроме того, интенсивная деструкция континентальной коры происходит в зонах регенерации геосинклинального режима на континентах. Очевидно, минимальные масштабы деструкции при

наибольшей длительности и многоэтапности процесса свойственны щитам и срединным массивам.

На примере Африкано-Аравийского рифтового пояса намечаются три последовательных этапа преобразования континентальной коры в океаническую [6]. Начальному этапу соответствует обстановка, характеризующая Ньяса-Танганьикскую и Кенийскую рифтовые зоны: преимущественно щелочно-базальтоидный вулканизм; на фоне общего сокращения мощности коры до 20—30 км в связи со сводообразованием в осевых частях главных рифтовых зон появляются выступы разогретого разуплотненного вещества мантии («коро-мантийная смесь»). Второму этапу соответствует обстановка, наблюдаемая в Эфиопской рифтовой зоне и впадине Афар: интенсивный «трапповый» вулканизм (щелочная оливин-базальтовая формация), затем контрастный базальт-липаритовый вулканизм и, наконец, внедрение «океанических» толеитов на северной окраине Афара, где не улавливаются геофизические признаки континентальной коры. Третьему этапу отвечает обстановка Красноморского и Аденского грабенов: в их осевой части находится типичная океаническая кора, обрамленная ступенчатыми грабенами, в которых мощность континентальной коры последовательно возрастает по направлению к «плечам» рифта. За пределами Аденского залива наблюдается переход к структуре срединно-океанического хребта (хр. Карлсберг).

Как подчеркивает В. Е. Хаин, океанизации подвержены прежде всего области, испытавшие до этого длительное воздымание. В условиях повышенного теплового потока, приводящего гранитно-метаморфический слой в пластичное состояние, возможно его вытеснение из областей прогибания (под действием возрастающей гидростатической нагрузки) в области устойчивого воздымания. Как полагают М. В. Муратов, Л. А. Яншин, В. Е. Хаин и другие геологи, таким путем могли образоваться некоторые внутренние моря (Черное, Каспийское) и отдельные эпиорогенные впадины (Паннонская и др.), в которых отсутствует или сильно редуцирован гранитно-метаморфический слой. Интересный механизм деструкции континентальной коры в некоторых орогенных впадинах обосновывается Е. В. Артюшковым [1]. В. В. Белоусов связывает процессы океанизации с подъемом огромных масс базальтовой магмы из верхней мантии и поглощением этой магмой континентальной коры с полным ее расплавлением. Такой механизм предполагается для кайнозойской истории Северной Атлантики, однако геохимические и петрохимические аспекты этой гипотезы пока не разработаны. Известно, что современный вулканизм Исландии характеризуется заметной долей риолитов в продуктах извержений ряда крупных центральных вулканов. Отмечается существенная гетерогенность в распределении галогенов и ряда литофильных элементов, высокие концентрации олова в пепловых туфах

хр. Рейкьянес. Все это, возможно, свидетельствует о большой гетерогенности плавящегося субстрата, в том числе блоков континентальной коры.

Существуют также иные варианты гипотез, например базификация континентальной коры в результате Fe-Mg-Ca метасоматоза или «подкорковая эрозия» в результате воздействия перегретого базальтового расплава. Особого внимания заслуживает предложенный В. Е. Хаиным механизм медленной деструкции континентальной коры и ее гранитно-метаморфического слоя. Он заключается в подъеме щелочей и кремнезема из мантии и базальтового слоя коры в ее более высокие горизонты, что обуславливает гранитизацию верхних слоев коры; в результате формируются полихронные гнейсо-гранитные купола, происходит привнос литофильных элементов. Нижняя часть коры вследствие выноса литофильных элементов будет подвергаться базификации. При этом в связи с повышенным тепловым потоком фазовые границы должны также смещаться вверх [1 и др.]. В результате направленных вещественно-фазовых изменений разделы Мохоровичича и Конрада будут смещаться вверх. В условиях воздымания часть гранитно-метаморфического слоя будет подвергаться эрозии.

Таким образом, мощность гранитно-метаморфического слоя представляет собой функцию интенсивности теплового потока и кремне-калиевого метасоматоза, скорости фазовых переходов и скорости общего воздымания или погружения геоблоков.

Указанное разнообразие и подчас противоречивость гипотез, касающихся механизма разрушения континентальной коры, в общем виде отражают различные пути ее преобразования.

Исходя из анализа общего геологического развития Земли [2, 8 и др.], представляется целесообразным взять за основу идеализированный полный цикл эволюции литосферы: геосинклинальное развитие → орогенез → платформенное развитие → эпиплатформенный рифтогенез → межконтинентальный рифтогенез → развитие срединно-океанических хребтов и поднятий [15]. Этот цикл включает океаническое и континентальное развитие литосферы и ее «промежуточное» состояние. В пределах намеченного цикла развития выделяется конструктивное направление, отражающее процесс образования океанической коры, ее преобразования в континентальный тип с развитым гранитно-метаморфическим слоем, и деструктивное направление, отражающее различные этапы рифтогенеза и соответствующие им этапы разрушения литосферы. При этом обстановка, наблюдаемая в срединно-океанических хребтах, может рассматриваться не как новообразование, а скорее как процесс глубокого преобразования и разрушения океанической коры.

К конструктивной линии полного цикла с определенной долей условности отнесены эвгеосинклинали, миктогеосинклинали, многогеосинклинали, краевые эпигеосинклинальные вулканические

пояса, межгорные прогибы и впадины, ареалы ранне- и позднеорогенного интрузивного магматизма. Деструктивной линии соответствуют предрифтовое сводообразование и вулканизм, образование рифтовых зон и их преобразование в межконтинентальные структуры. Наиболее четко эти этапы выражены в эволюции магматизма (щелочно-базальтоидный магматизм → бимодальный вулканизм → появление океанических толеитов) и глубинного строения литосферы (уменьшение мощности континентальной коры, появление линз «коро-мантийной смеси» или диапиров астеносферы, переход к океаническому типу коры).

В целом конструктивному типу развития соответствует геодинамическая обстановка преимущественного сжатия, а деструктивному — преобладающего растяжения.

Таким образом, полный цикл развития является идеализированным, предельным вариантом «жизни» литосферы. Анализ геологического развития крупных геоблоков и разделяющих их подвижных поясов (Тихоокеанского, Средиземноморского и др.) показывает, что наблюдаются многообразные отклонения от этой схемы и существуют процессы иного типа. Широко проявлены телескопирование и регенерация геотектонической обстановки, например в полициклических геосинклинальных системах. С процессами «большого» цикла, очевидно, не связаны вероятные или предполагаемые процессы «площадной» нерифтогенной «океанизации» континентальной коры, в том числе в связи с интенсивным трапповым магматизмом, например в Тунгусской синеклизе или на Индостанской платформе, а также предполагаемые процессы «океанизации» лавразийской части платформы в Северной Атлантике. К этому типу развития близки шельфовые плиты, континентальные склоны, нескомпенсированные впадины и прогибы и другие структуры интенсивного погружения. Может быть, этим путем можно прийти к «пределу» — стабильной океанической плите.

Самостоятельное значение имеют структуры автономной тектоно-магматической активизации: внутриконтинентальные вулканические пояса, эпиорогенные рифтовые системы типа Провинции Бассейнов и Хребтов или Монголо-Забайкальского региона, дейтероорогенные сводово-глыбовые области. Широко развиты на континентах авлакогены и «тупиковые» рифтовые системы. К ним, например, относятся протерозойские и среднепалеозойские рифтогенные системы Балтийского щита и юга Русской платформы, в том числе Днепровско-Донецкий авлакоген, кайнозойская Байкальская рифтовая система и др. Известны переходы частично или полностью консолидированных складчатых систем и пограничных блоков платформ в системы окраинных и внутренних морей и другие нескомпенсированные прогибы [2, 11].

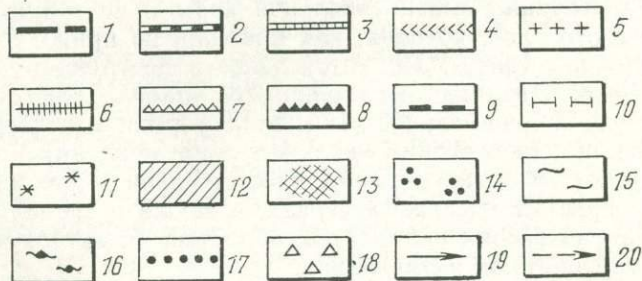
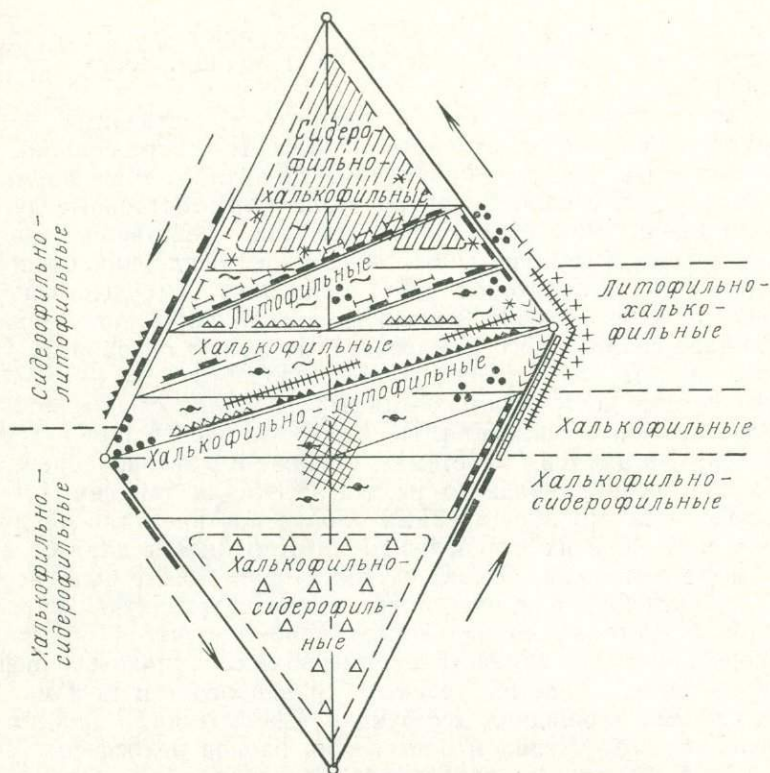
Необходимо учитывать также возможность незавершенности любого процесса (стабилизация Сибирской платформы после

излияний траппов), встречное (регрессивное) развитие (регенерация геосинклинальных прогибов в полициклических геосинклинальных областях) и др.

Для неогея, по существу, признается единственный способ формирования континентальной литосферы — в геосинклинально-складчатых поясах. «Фрагменты» гранитного слоя формируются на раннегеосинклинальном этапе (юные островные дуги); максимальная мощность гранитного слоя свойственна эпигеосинклинальным орогенам. Вулканизм и осадконакопление в пределах талассократонов могут приводить к существенному площадному увеличению мощности земной коры, появлению в ее составе сиалического компонента, но может ли образоваться таким путем литосфера континентального типа — не ясно. В отношении деструкции континентальной литосферы возможны две основные тенденции. Первая — это деструкция в линейных зонах: в рифтовых системах, а также в рифтоподобных желобах эвгеосинклинального раздвига. Вторая тенденция — это площадная деструкция крупных блоков континентальной литосферы в связи с их интенсивным погружением и платобазальтовым магматизмом. Очевидно, деструкция может быть коренной, предельной, как, например, в случае развития мировой рифтовой системы, но она может приостановиться на любом этапе, например в авлакогенах, тафрогенах, тупиковых рифтовых системах, областях развития траппового магматизма. Во всех случаях площадная деструкция (океанизация) происходит в условиях погружения и растяжения блоков литосферы [1, 2, 11 и др.]. Процессы автономной активизации по общему характеру эволюции глубинного строения отвечают весьма умеренной деструкции континентальной коры и ее гранитно-метаморфического слоя, которая, как правило, не приводит к «океанизации» литосферы. По интенсивности деструкции коры автономная активизация, несомненно, уступает соответствующим процессам, сопровождающим эпиплатформенный рифтогенез, но, очевидно, превосходит исключительно медленную «глубинную эрозию» гранитно-метаморфического слоя в докембрийских щитах и кристаллических массивах, а также в срединных массивах фанерозойских складчатых областей, не затронутых процессами автономной активизации.

Эти и другие тенденции развития литосферных блоков предложено изображать с помощью своеобразной графической модели [15].

Современные разработки в области теоретической металлогении, опубликованные в трудах В. И. Смирнова, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щеглова, В. А. Кузнецова, Д. В. Рундквиста, других исследователей и опирающиеся на результаты металлогенического анализа территории СССР [9, 10 и др.], Тихоокеанского подвижного пояса и Земли в целом [4, 8 и др.], позволяют отразить на схеме основные элементы металлогенической



Планетарные металлогенические системы.

Ряды (комплексы) рудных формаций: 1 — хромит-платино-титаномангнетитовый; 2 — колчеданный, кремнистый железо-марганцевый; 3 — медно-порфировый (Cu, Mo, Ag, Au), скарновый (Fe, Cu, Au); 4 — поликомпонентные (молибден-золото-полиметаллический, молибден-золото-урановый и др.) среднетемпературные березит-пропилитовые, эйситовые, гумбеитовые; 5 — редкометалльный (Sn, W, Mo, Be, Li) пегматито-грейзеновый; 6 — золото-серебряный и оловянно-полиметаллический приповерхностные «вулканогенные»; 7 — ртутно-сурьмяно-флюоритовый «телетермальный»; 8 — флюорит-редкометалльно (Be, Li, Sn, Mo, U, Cs)-полиметаллический (Pb—Zn—Ag—

зональности и эволюции рудообразования блоков тектоносферы различного типа (рисунок). Полный металлогенический цикл, очевидно, состоит из металлогенических эпох, обусловленных геосинклинально-складчатым, платформенным, рифтогенным и океаническим развитием. В соответствии с геотектонической эволюцией может быть выделено множество конкретных металлогенических циклов и эпох, связанных с геологической историей конкретных блоков литосферы.

Планетарные металлогенические системы названы в соответствии с геохимическим спектром руд и геотектонической позицией системы, например: халькофильно-сидерофильные раннегеосинклинальных систем, халькофильные позднегеосинклинальных систем, сидерофильно-литофильные эпиплатформенных рифтовых систем и т. д. Вещественное выполнение этих систем показано рядами рудных формаций, в основном в соответствии с формационной номенклатурой П. А. Строны [12], с той лишь разницей, что некоторые его формационные типы (редкометалльный пегматито-грейзеновый и др.) рассматриваются как ряды рудных формаций.

В данном случае автор ограничился вынесением на схему 18 рядов (комплексов) рудных формаций, относящихся к эндогенной металлогении неогей. Их положение в геологических структурах вполне закономерное. Комплексы рудных формаций раннегеосинклинальных металлогенических систем, очевидно проявленные по-разному в однотипных планетарных и региональных системах (хромитовые, платино-титаномагнетитовые, ранние колчеданные), последовательно сменяются колчеданно-полиметаллическими, разнообразными порфиоровыми (Cu, Mo, Ag, Au), скарновыми железорудными, золото-кварцевыми и некоторыми другими комплексами в позднегеосинклинальных системах [9, 12 и др.]. Максимальное разнообразие рудноформационных типов свойственно эпигеосинклинальным орогенным системам и пограничным (активизированным) системам платформ. Этому этапу соответствуют комплексы рудных формаций: редкометалльные пегматито-грейзеновые (апогранитовые, грейзеновые, редкометалльные пегматитовые, высокотемпературные гидротермальные), молибден-золото-полиметаллические, пятиэлементные, уран-молибденовые и др., преимущественно мезо-

Sb—Hg) аргиллизитовый; 9 — карбонатитовый редкоземельно-редкометалльный; 10 — нефелин-апатитовый с Zr, Nb, Ta, Th, TR; 11 — кимберлитовый; 12 — железорудно-медно-полиметаллический трапповый; 13 — медно-никелевый с платиноидами трапповый и платобазальтовый; 14 — медистых песчаников и металлоносных углеродистых сланцев; 15 — гидрогенный урановый; 16 — гидрогенный медно-ванадиевый; 17 — рудоносных рассолов и осадков межконтинентальных рифтовых систем; 18 — океанических железо-марганцевых конкреций. Стрелками показаны основные тенденции эволюции литосферы: 19 — формирование континентальной литосферы и ее стабилизация; 20 — процессы деструкции литосферы.

термальные, умеренных глубин, ассоциирующие в основном с березит-пропилитовыми и щелочно-полевошпатовыми метасоматитами. Здесь же находятся важнейшие рудные формации (золото-серебряные, оловянно-полиметаллические приповерхностные), связанные с континентальными краевыми поясами [4 и др.].

На завершающем этапе становления подвижных поясов в орогенных депрессиях и пограничных системах платформ развиваются телетермальные рудные формации, не имеющие определенной связи с магматическими комплексами, например формации медистых песчаников, черных сланцев и др. Если при этом формируются авлакогенные структуры, имеет место ртутная, свинцово-цинковая, тантал-ниобий-редкоземельная минерализация. В целом основная тенденция геосинклинально-складчатой («конструктивной») линии развития выражается в последовательной смене халькофильно-сидерофильных систем существенно халькофильными и далее халькофильно-литофильными металлогеническими системами. Параллельно с эволюцией состава возрастает «сложность» металлогенических систем и ослабляются связи оруденения с конкретными магматическими и геологическими формациями.

Для деструктивной линии развития континентальных платформ на раннем этапе характерны литофильно-сидерофильные металлогенические системы, связанные со щелочно-ультраосновными и ультращелочными комплексами. Это карбонатитовые (в широком смысле) и апатит-нефелиновые редкоземельно-редкометалльные комплексы рудных формаций. При переходе к зрелым поясам континентального рифтогенеза появляются низкотемпературные гидротермальные месторождения флюорита (Кения), эксгальционно-осадочные урановые и флюоритовые месторождения (Центральная Италия). В межконтинентальных рифтовых системах (Красное море) рудоносные термальные рассолы и осадки обогащены Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, отчасти Au, Ag. На обширных пространствах океанических платформ распространены железо-марганцевые конкреции, содержащие Cu, Co, Ni, Mo, Pb и др. Одним из источников рудного вещества считаются внутриокеанические вулканические системы. В связи с эволюцией срединно-океанических хребтов М. И. Ициксон [4] предполагает широкое развитие хромит-платино-титаномангнетитового и колчеданного оруденения.

Халькофильно-сидерофильные металлогенические системы платформ формируются при площадной деструкции континентальной литосферы. С трапповым магматизмом ассоциируют месторождения железорудно-медно-никелевого с платиноидами ряда формаций. В структурах молодых платформ и некомпенсированных впадинах, кроме подобных, тесно связанных с платобазальтовым магматизмом месторождений, широко распространены телетермальные и гидrogenные месторождения (меди-

стых песчаников, свинцово-цинковые, уран-ванадиевые, уранобитумные и др.), связанные с термальными (метаморфогенными) водами или эволюцией артезианских бассейнов [12 и др.].

Дейтероорогенное развитие сопровождается чрезвычайно пестрым оруденением (Au, Ag, Sb, Hg, Mo, Pb, Zn, Sn, Li, Be, Cs, F, U, Fe и др.) низкотемпературного гидротермального, телетермального, эксгальационно-осадочного и гидрогенного типов. Так, для вулканических поясов эпиорогенных (тафрогенных) рифтовых систем характерны комплексы рудных формаций, ведущей составной частью которых является флюорит: редкометалльно-флюоритовая, флюорит-полиметаллическая (Кордильерский рифтовый пояс), собственно флюоритовая (Монголо-Забайкальский позднемезозойский рифтовый пояс) формации. К этой же категории металлогенических систем автором отнесены золото-серебряные (Балей, Криппл-Крик и др.), ртутно-сурьмяно-флюоритовые и другие приповерхностные формации. С авлакогенами и «тупиковыми» внутриконтинентальными рифтовыми системами связаны нефелин-апатитовые (Хибины), телетермальные свинцово-цинковые, ртутные (Днепроовско-Донецкий авлакоген и др.), карбонатитовые апатит-редкометалльно-железородные (Ковдор, Африканда) рудные формации.

Следует обратить внимание на особенности металлогении дейтероорогенных вулканических поясов, предвещающих и сопровождающих развитие тафрогенных (эпиорогенных) рифтовых систем. Такие системы охватывают обширную территорию Забайкалья, Восточной Монголии, а также выявляются под чехлом крупных депрессий — Амуро-Зейской, Южно- и Восточно-Гобийской и др. Их формирование сопровождалось контрастным субщелочным базальт-липаритовым вулканизмом. С этим этапом развития Монголо-Забайкальского региона связана весьма разнообразная эпитермальная минерализация: флюоритовая, сидерит-лимонитовая, золото-серебряная, поликомпонентная редкометалльно-полиметаллическая. В идентичной обстановке (Провинция Бассейнов и Хребтов и плато Колорадо) с позднекайнозойским этапом рифтогенеза и вулканизма ассоциирует оруденение флюорит-редкометалльной, флюорит-полиметаллической, золото-серебряной и некоторых других рудных формаций. Признаки подобных металлогенических систем в связи с базальт-липаритовым вулканизмом намечаются в пределах Буринского, Охотского, Восточно-Чукотского, Мексиканского и других массивов. Наиболее крупная тафрогенная система раннемезозойского возраста, почти полностью перекрытая мезозойско-кайнозойским чехлом, реконструируется в Западной Сибири и Тургайском прогибе [6]. Помимо потенциальных перспектив габброидных интрузий этой системы на сульфидное медно-никелевое оруденение [7], здесь возможно выявление месторождений в связи с лейкобазальтовой и липарит-лейкобазальтовой формациями [5 и др.], которые по петро- и геохимическим

параметрам сопоставимы с соответствующими образованиями Забайкалья и Восточной Монголии. Эти территории во многом сопоставимы и по составу домезозойского фундамента. Поэтому можно полагать, что в Западной Сибири, Тургае, а также в ряде более мелких депрессий (Илийской, Зайсанской, Алакольской) могли быть проявлены процессы низкотемпературного гидротермального рудообразования. Может быть, месторождения флюорита Южного Казахстана и Северной Киргизии связаны с тафрогенезом.

Таким образом, металлогенические системы, как и тектонические, можно разделить на два класса — конструктивный и деструктивный. Если для первого, в основном геосинклинально-складчатого, класса систем металлогеническая теория разработана детально, то для второго класса систем она еще не стала всеобъемлющей. Существует предположение, что области эпиплатформенного и эпиорогенного рифтогенеза, депрессионные системы, связанные с площадным растяжением, погружением и преобразованием континентальной литосферы, относительно бедны рудными полезными ископаемыми. Специфика процесса деструкции состоит в том, что если процесс прогрессирует, то структуры и месторождения предшествующих этапов разрушаются или перекрываются вулканитами и осадками более поздних этапов. Поэтому они недоступны для изучения. Образования конструктивного (геосинклинального) типа развития сохраняются более представительно, а главное, они более открыты для изучения и разработки, например хромитовые и колчеданные месторождения раннегеосинклинальных систем. Выше отмечалось, что в тех системах, где процесс деструкции приостановился (позднемезозойские тафрогенные системы Забайкалья и Восточной Монголии), или в современных системах рифтогенеза (Восточно-Африканская система, Провинция Басейнов и Хребтов, плато Колорадо, Центральная Италия и др.) масштабы рудоформирующего процесса весьма значительны. Вероятно, обстановка деструкции гранитного слоя, процессы литификации и метаморфизма осадочных толщ, часто в сочетании со щелочным и субщелочным базальтоидным или бимодальным магматизмом должны приводить к созданию фронта термальных минерализованных растворов и рудоносных флюидов. Отложение рудных компонентов на геохимических, литологических или иных барьерах может приводить к формированию оруденения различных типов, которое, как правило, слабо проявлено на поверхности и часто имеет пластообразный характер. Существенное отличие этого оруденения от «геосинклинально-складчатого» состоит в том, что оно (если процесс деструкции не приостановился) сохраняет «подвижность» и имеет преимущественно очень молодой или современный возраст. В целом для суждений о бедности металлами или малой перспективности областей рифтогенеза и площадной деструкции

нет принципиальных оснований. Более того, представляется, что подобные закрытые территории, вмещающие месторождения угля, нефти и газа, могут явиться существенным резервом для поисков рудных полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е. В., Беэр М. А. О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 9, с. 25—52.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 260 с.
3. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
4. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979. 231 с.
5. Магматические формации СССР. В 2-х т./В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. Т. 1—319 с.; т. 2—279 с.
6. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 277 с.
7. Михайлов Н. П. Эпигорогенный тафрогенез — заключительная стадия тектоно-магматического цикла.—Сов. геология, 1978, № 3, с. 43—53.
8. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., Мир, 1974. 471 с.
9. Рудоносность и геологические формации земной коры/Д. В. Рундквист, К. А. Марков, В. А. Трофимов и др. Л., Недра, 1981. 423 с.
10. Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., Наука, 1967, с. 55—78.
11. Смыслов А. А., Берлянд Н. Г., Булин Н. К. Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л., Недра, 1983. 276 с.
12. Строна П. А. Главные типы рудных формаций. Л., Недра, 1977. 199 с.
13. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения земной коры. М., Недра, 1985. 160 с.
14. Шатков Г. А. Фтор и хлор в базальтах как возможные индикаторы металлогенической зональности.—Сов. геология, 1975, № 6, с. 121—126.
15. Шатков Г. А. Графическая модель эволюции планетарных геологических и металлогенических систем.—Сов. геология, 1984, № 12, с. 72—81.

УДК 553.078

Н. С. Малич, Е. В. Туганова

К МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЛАТФОРМ

Закономерности образования и размещения полезных ископаемых, сформировавшихся в ходе единого сложного процесса геологического развития платформ, могут быть поняты только в результате раскрытия общих закономерностей эволюции последних. Поэтому развитие взглядов на металлогению плат-

форм идет параллельно с эволюцией представлений об истории их тектонического развития.

Сложность металлогенического анализа платформ была связана с разноречивостью представлений об их тектоническом развитии. Кроме того, этот анализ усложнялся тем, что тектонические и металлогенические процессы более древних этапов нередко затушеваны последующими в связи с наложением друг на друга разнородных и разновозрастных металлогенических провинций и зон. Поэтому одним из основных методов металлогенического анализа чехла платформ должен быть палеометаллогенический, базирующийся на синтезе структурно-формационного и палеотектонического методов с учетом строения глубинных разделов земной коры и мантии.

В конце 50-х годов во ВСЕГЕИ началась разработка принципов металлогенического анализа чехла платформ, связываемых с представлениями о его направленном моноциклическом развитии. Предполагалось, что «платформы развивались по своим, присущим им законам: один период (этап) развития древней платформы во времени может соответствовать периодам развития нескольких геосинклиналей» [10, с. 27]. В дальнейшем в связи с выделением тектонических этапов для чехла платформ соответственно выделяются этапы металлогенического развития. Подчеркивается, что эти этапы не сопоставимы с этапами металлогенического развития складчатых зон ни по содержанию, ни по длительности [9]. Выделяемые провинции контролируются современными структурами платформы, которые, по существу, представляют собой лишь фрагменты различных структурно-формационных комплексов, нередко относящихся к разновозрастным структурным ярусам.

Структурно-формационный анализ позволил существенно изменить имевшиеся представления и показать полициклический характер тектонического развития Сибирской платформы. В течение каждого тектонического этапа возникали осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические формации, образующие формационные ряды, приуроченные к определенным структурно-формационным областям [4, 5]. Структурно-формационное районирование Сибирской платформы по этапам развития [5] привело к новым выводам по региональному металлогеническому анализу платформ вообще.

При выделении металлогенических провинций и зон применен исторический подход, базирующийся на результатах структурно-формационного анализа Сибирской платформы, что позволило установить их положение во времени и пространстве. Временные закономерности распределения полезных ископаемых определяются стадиями развития этапов, а пространственные — типом структурно-формационных областей [6, 7]. Кроме того, на эти закономерности оказывает влияние глубинное

строение платформ — фундамента и мантии, особенно наличие в последней каналов с пониженной плотностью [1].

В пределах древних платформ по универсальности геологических процессов выделяются четыре класса тектонических структур (со специфическими литогенезом, магматизмом, метаморфизмом и металлогенией), сформировавшихся в течение глобальных мегахронов, отвечающих скачкообразному развитию планеты в целом. В этом эволюционном ряду глобальных процессов земной коры выделяются три металлогенических мегахрона — пермобильный, эоплатформенный (афебский), плитный и, кроме того, мегахрон тектоно-магматической активизации, синхронный ряду этапов плитного мегахрона. Каждому классу структур свойственны стадийность, более дробная этапность и цикличность развития, ряды и типы геологических, в том числе рудоносных и рудных, формаций, систематика и номенклатура тектонических структур, структурно-формационных комплексов, металлогенические эпохи и провинции.

На пермобильном мегахроне (4,0—2,5 млрд. лет), когда формировался фундамент древних платформ, развивались структуры и структурно-формационные комплексы литоплинтов, перилитоплинтов и шовных прогибов, позволяющие судить о латеральной неоднородности археид и первичном членении сиалической оболочки Земли [8]. Преобладают магматические и ультраметаморфические типы структурно-формационных комплексов, возникших в результате длительного процесса восходящих конвективных потоков и магматических масс в мантии. В целом структуры мегахрона характеризуют площадное (иногда кольцевое) распространение мантийных процессов. Для металлогении же особое значение имеют линейные прогибы, к которым приурочены месторождения древней золоторудной формации Южной Африки (Свазилендский пояс) и сульфидной медно-никелевой формации Западной Австралии (пояс Нормен-Уилуна), Канады (пояс Абитибиды) и др. Проблемам более дробной этапности и стадийности структур мегахрона, а также металлогеническим эпохам и провинциям посвящены работы Т. В. Билибиной, Д. И. Горжевского, В. С. Домарева, К. О. Кратца, В. Н. Козеренко, Е. П. Миронюка, Н. Г. Судовой, Ю. М. Соколова.

На эоплатформенном (афебском) мегахроне (2,5—1,6 млрд. лет) образуется класс структур промежуточного этажа, который по особенностям осадочно-вулканогенного комплекса, магматизму, металлогении и длительности развития должен быть выделен наравне с выше- и нижеописанными. Мегахрон характеризует линейная локализация мантийных процессов. Выделяются этапы и стадии развития структур, среди которых различаются протогеосинклинали, протоавлакогены (проторифты), протоорогены, протократоны со свойственными им рядами формаций, в том числе рудоносных и рудных. Структуры эоплат-

форменного мегахрона влияли на формирование последующих структур чехла платформ и их металлогению, предопределяя расположение как пликативных структур, так и зон разломов, являвшихся проводниками рудоносных магм и флюидов. Для металлогении мегахрона большое значение имеют формации расслоенных интрузий основных—ультраосновных пород, с которыми связаны месторождения никеля, платины, меди, хромитов (Бушвельд в Южной Африке, Стиллиуотер в Северной Америке, Садбери в Канаде, Дулут в США и др.), и гранитов, с которыми ассоциируют месторождения золота Ганы в Африке, Хомстейк в Южной Дакоте (США), Морру-Велью в Бразилии. С протоорогенными зонами парагенетически связаны рудные формации медистых песчаников.

Эоплатформенный мегахрон является переходным. В течение этого мегахрона продолжают процессы, характерные для пермобильного мегахрона, местами уже выявляются рудообразующие комплексы, типичные для плитного мегахрона.

На плитном мегахроне образуется класс структур типично платформенных ярусов чехла и геосинклинально-орогенных складчатых систем подвижных зон обрамления. Структуры мегахрона характеризуют осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы. Преобладают осадочные формации, но в ряде случаев (рифты, авлакогены) осадочные и вулканогенные формации играют равную роль. Среди магматических формаций доминируют мафитовые; кроме того, проявились щелочно-ультрамафитовые, ультрамафит-мафитовые и щелочно-мафитовые формации. Роль мантийных процессов специфическая. Последние связаны с растяжениями земной коры и конвективными потоками, возможно от границ мантии и ядра. Растяжения наследуют направления более древних линейных структур и связанных с последними мантийных разломов пермобильного и эоплатформенного мегахронов. С мантийными разломами связаны все месторождения магматогенных полезных ископаемых (никель, апатит, магнетит, алмазы и др.). Роль разломов чехла является определяющей при формировании гидротермальных и стратиформных месторождений (самородная и сульфидная медь, железо, целестин, барит, свинец, цинк, исландский шпат и др.).

На плитном мегахроне выделяются тектонические циклы, этапы и стадии, характеризующиеся повторением рядов формаций и структур, повторением закономерностей распределения однотипных металлогенических провинций, зон и эпох, латеральной неоднородностью синхронных структурно-формационных комплексов как внутри структурных ярусов, платформ и складчатых систем, так и между ними.

На мегахроне тектоно-магматической активизации, вызванной глубокой деструкцией земной коры, возникают сводово-глыбовые структуры и активизируется рифтогенез со специфически

ми рядами геологических формаций, в том числе рудоносных и рудных.

Для металлогенического анализа платформ решающее значение имеет выделение рядов формаций и на их основе тектонических этапов и циклов их развития. Тектонические этапы криптозоы и фанерозоя древних платформ объединяются в ряд тектонических циклов, синхронных циклам их складчатого образования. Каждый тектонический цикл развития платформы состоит из раннего (начального) и позднего (финального) этапов, различающихся структурным планом и формационными рядами. Структурные ярусы, образовавшиеся в результате развития ранних и поздних этапов тектонического цикла, пространственно совмещены, но разнонаправлены. На структурном ярусе раннего этапа (соответствующего геосинклинальному этапу смежной подвижной области) после инверсии со структурным несогласием залегает структурный ярус позднего этапа (соответствующего орогенному этапу смежной подвижной области).

Для раннего этапа, характеризующегося нисходящими движениями, типичны формации обломочных пород трансгрессивного строения, пестро- и сероцветных терригенно-карбонатных и карбонатных пород трансгрессивной и инундационной стадий развития, перикратонные, сменяющие их по латерали хатакратонные и авлакогенные типы структур. Иногда в угнетенной форме на ранних этапах появляются чуждые им формации — толентовых базальтов и кор выветривания. Поздним этапам свойственны формации сульфатно-карбонатных, красно- и сероцветных обломочных пород регрессивного строения, соленосных, угленосных и магматических (основных, ультраосновных — основных, щелочно-ультраосновных, щелочно-основных) пород, кор выветривания, относящихся к регрессивной и эмерсивной стадиям, а также приорогенные (телеорогенные) формации, сменяющиеся по простиранию хата- и филократонными типами структур [4, 5, 7].

Ранним этапам отвечают металлогенические эпохи формирования рудных формаций, связанных с трансгрессивной (фосфоритовая, гематит-лимонитовая, марганцевая, металлоносные россыпи) и инундационной (свинцово-цинковая в карбонатных породах) стадиями, поздним этапам — металлогенические эпохи образования рудных формаций регрессивной (медистых песчаников, галититовая, каменноугольная, буроугольная) и эмерсивной (сульфидная никелево-медная, магномагнетитовая, исландского шпата, цеолитово-медная, титаномагнетитовая, апатит-магнетитовая, флогопитовая, кимберлитовая, графитовая, буро-железнякавая, бокситовая и др.) стадий.

К рудоносным магматическим формациям платформ уверенно относятся лишь три формации — оливинит-габбровая, ийолит-карбонатитовая и кимберлитовая [4, 7]. С оливинит-габбровой формацией ассоциирует сульфидная никелево-мед-

ная рудная формация, с ийолит-карбонатитовой — перовскит-титаномагнетитовая, флогопитовая, хризолитовая, апатит-магнетитовая, редкометально-карбонатитовая и другие рудные формации, с кимберлитовой — алмазная.

Рядом исследователей с толлит-базальтовыми (эффузивной и пирокластической) и толлит-долеритовой формациями (ранее объединявшимися в трапповую) генетически связываются эндогенные рудные формации: магномагнетитовая, исландского шпата, цеолитово-медная, свинцово-цинковая, халькозин-борнитовая и др. Лавы и интрузии основных пород, хотя и совмещены в пространстве с перечисленными рудными формациями, но благодаря высокой плотности чаще играли роль экрана, под которым концентрировалось рудное вещество. Физико-химические условия излияния базальтов и внедрения долеритов, быстро лишившихся летучих компонентов, способствовали скорее рассеиванию, чем концентрации рудных элементов [9]. Интрузиям долеритов, как и диабазам в подвижных областях, свойственна лишь незначительная титаномагнетитовая и колчеданная (сульфиды железа, реже меди) минерализация, тесно связанная с ними. Об отсутствии связи со сравнительно маломощными (обычно 50 м, реже более) интрузиями долеритов [3], в частности магномагнетитовой рудной формации, говорят огромные масштабы скарново-рудных процессов, вертикальный размах которых достигает 5—6 км и более и которые, по геофизическим данным, корнями уходят в фундамент. Не исключено, что перечисленные рудные формации образовались в результате циркуляции интрателлурических растворов, несущих рудное вещество, которое, может быть, ювенильного происхождения и транспортируется из подкоровых глубин либо получено из пород фундамента и чехла платформ. При образовании части «гидротермальных» рудных формаций, особенно низкотемпературных (исландского шпата, цеолитово-медная и др.), возможно, сыграло роль тепло базальтовой магмы, подогревшее растворы различного происхождения, заимствовавшие рудное вещество из боковых пород коры [2, 11].

Трахибазальтовая и трахидолеритовая формации безрудны. Некоторое увеличение содержания фосфора и титана в связи с этими формациями вследствие физико-химических условий их становления не приводит к концентрации рудного вещества.

С формациями кор выветривания ассоциируют бокситы и различные россыпные месторождения.

Условия для образования экзо- и эндогенных рудоносных и рудных формаций неоднократно повторялись на определенных стадиях развития сходных структурно-формационных зон различных металлогенических этапов.

По составу рядов формаций различается пять генетических типов структурно-формационных зон (хатакратонные, приорогенные, перикратонные, авлакогенные, филократонные) [6], вы-

ступающих в виде структурно-металлогенических зон в том случае, когда характеризуются формационными рядами, в которых закономерно сочетаются рудоносные и рудные формации. Структурно-металлогеническую зону могут характеризовать концентрации полезных ископаемых на формационном (месторождения), породном (повышенное содержание рудных минералов) и элементном (повышенная концентрация рудных элементов) уровнях. Типовая структурно-металлогеническая зона может проявляться неоднократно; конкретные ее проявления относятся к типу, как в палеонтологии вид к роду. Металлогенические зоны, рудные зоны (районы) и узлы, перспективные для выявления месторождений по специфическим критериям для каждого полезного ископаемого, выделяются внутри структурно-металлогенической зоны.

Зоны хатакратного типа контролируются обширными изометричными или неправильной формы отрицательными структурами, формирующимися в чехле платформы обычно в течение одного тектонического этапа. Они характеризуются накоплением преимущественно автохтонных рядов формаций умеренной мощности (до 2000 м). Ряды формаций образуют сероцветные терригенно-карбонатные и карбонатные, пестроцветные терригенно-карбонатные, сульфатно-терригенно-карбонатные и сероцветные терригенные, а также мафические (толеит-базальтовые и долеритовая формации) структурно-формационные зоны. Хатакратоны нередко осложняются синеклизами и антеклизмами. Среди структурно-металлогенических зон хатакратного типа различаются: терригенные сероцветные металлоносные, терригенные карбонатные серо- и пестроцветные фосфоритоносные (трансгрессивная стадия); терригенно-карбонатные и карбонатные свинцово-цинковоносные (инундационная стадия); терригенно-карбонатные красноцветные меденосные, терригенные угленосные, карбонатные свинцово-цинковоносные, эвапоритовые сульфатно-карбонатные соленосные, эвапоритовые галогенные калиеносные (регрессивная стадия). В пределах хатакратного типа зон концентрируются гематит-лимонитовая, марганцевая и другие рудные формации.

Перикратонные структурно-металлогенические зоны контролируются одноименными крупными линейными асимметричными структурами с высокими скоростями погружений (мощности до 6000 м и более). Они пространственно связаны с развитием смежных геосинклиналей. Ряды формаций, переходных от мелководных к относительно глубоководным, слагают сероцветные терригенные, пестроцветные терригенно-карбонатные и карбонатные структурно-формационные зоны. Ряды формаций начальных этапов развития платформы трансгрессивной и инундационной стадий обычно амагматичны (возможно, редуцированы). К структурно-металлогеническим зонам перикратонного типа относятся терригенные металлоносные, терригенно-карбо-

натные железоносные, фосфоритоносные, свинцовоносные, марганцевоносные и терригенные угленосные.

Филократонные структурно-металлогенические зоны приурочены к крупным положительным структурам. Осадочные формации, синхронные этапу формирования филократонных зон, в пределах последних отсутствуют. В их пределах широко развиты процессы корообразования. Субстратом филократонных зон являются формации фундамента и структурных ярусов чехла, развивающихся до характеризуемого этапа. К этапу формирования зон относятся формации эмерсивной стадии — кор выветривания и магматические. В краевых частях филократонных зон вдоль сочленения их (по сквозькоровым разломам) со смежными интенсивно прогибающимися авлакогенами нередко проявляются ряды магматических формаций, в том числе рудоносных, относящихся к семействам мафитовых—ультрамафитовых, щелочно-мафитовых и щелочно-ультрамафитовых пород. Продукты кор выветривания обычно захороняются в трансгрессивных формациях соседних хатакратонных структурно-металлогенических зон, где образуются формации бокситов и различных россыпей (алмазов, золота, ильменита и т. д.). Среди структурно-металлогенических зон филократонного типа выделяются терригенные сероцветные бокситоносные, мафитовые шпато- и графитоносные, фойдовые металлоносные (алмазонасные).

Авлакогенные структурно-металлогенические зоны приурочены к крупным линейным структурам, ограниченными длительно развивающимися сквозькоровыми разломами, с высокими скоростями и градиентами погружения, платформенным характером сульфатно-терригенных и вулканогенных рядов формаций (большой мощности — от 4000 до 6000 м и более). Авлакогенные зоны нередко развиваются над древними докембрийскими прогибами (протогеосинклинальными, рифтогенными и др.). Сквозькоровые разломы обеспечивают пути подъема более глубокой магмы [12] с образованием разнообразных магматических формаций (оливинит-габбровая, ийолит-карбонатитовая, пикрит-меланефелинитовая, трахидолеритовая, трахибазальтовая и др.) [4, 7]. В процессе формирования фанерозойских плитных ярусов разломы такого типа неоднократно ревивировали при наиболее значительных растяжениях земной коры. Эти растяжения совпадали с перестройкой структурного плана платформы на завершающих стадиях тектонических циклов и обуславливали проникновение до глубоких геосфер. Расколы являются следствием дифференцированных прогибов на фоне общего воздымания. Они снижают давление, вызывающее магмообразование, и способствуют продвижению рудоносных флюидов. С формированием структурно-металлогенических зон авлакогенного типа связаны наиболее продуктивные магматические формации, содержащие рудные сульфидную никелево-мед-

ную, апатит-титаномагнетитовую, флогопитовую, редкометалло-карбонатитовую, кимберлитовую и другие формации, нередко проявляющиеся в смежных филократонных металлогенических зонах. К авлакогенным структурно-металлогеническим зонам относятся терригенные марганцевоносные (трансгрессивная стадия), карбонатные фосфоритоносные (инундационная стадия), молассоидные терригенные меденосные и эвапоритовые соле- и меденосные (регрессивная стадия), ультрамафит-мафитовые меде- и никеленосные, щелочно-ультрамафитовые апатит-магнетитовоносные, кимберлитовые алмазоносные (эмерсивная стадия). Последние три типа формаций проявлялись в смежных филократонных областях.

Приорогенные (телеорогенные) структурно-металлогенические зоны приурочены к одноименным крупным линейным асимметричным отрицательным структурам, образующимся на окраинах платформ вдоль поднимающихся складчатых систем или на некотором удалении от них в течение финальных тектонических этапов развития платформы. Их характеризуют ряды формаций аллохтонных красно- и пестроцветных терригенно-карбонатных, красно- и пестроцветных терригенных и угленосных терригенных структурно-формационных комплексов, нередко значительной (до 3000 м) мощности. С приорогенными зонами связано образование формаций меденосных песчаников, свинцово-цинковой в карбонатных породах и каменноугольной. Максимальная концентрация медных и полиметаллических руд отмечается на крыльях валов, обращенных к области сноса вдоль крупных разломов. К структурно-металлогеническим зонам приорогенного типа относятся молассоидные терригенные меденосные, терригенные угленосные, терригенные карбонатные красно- и пестроцветные меде- и свинцовоносные, терригенно-красноцветные меденосные (регрессивная стадия).

В пределах платформы намечаются мегаблоки земной коры, имеющие специфическое строение и характерную металлогению [7]. Кроме особой геохимической специализации отдельных блоков, в пределах которых, как правило, не образуется месторождений эндогенных полезных ископаемых, можно констатировать, что на всем протяжении развития платформы зоны сопряжения мегаблоков имели наибольшую эндогенную активность. Такие зоны имеют нередко планетарное значение, прослеживаются через всю платформу и уходят за ее границы. Все эти зоны разломов разделяют блоки земной коры, нередко имеющие различное строение. Так, на Сибирской платформе особенно четко и по геофизическим данным, и по космическим снимкам трассируется Таймыро-Байкальская зона разломов, разделяющая платформу на два мегаблока — западный и восточный. Зона находит отражение и на структурно-формационном уровне. Периодически зона являлась своеобразным барьером формационного, структурного, геохимического и металлогенического

го плана. Она регулирует мощности отложений и смену латеральных рядов формаций, специфику магматизма и рудной минерализации. К северной части зоны приурочены триасовые месторождения, связанные с ийолит-карбонатитовой формацией. Вблизи одной из таких зон (Приенисейской) на Сибирской платформе располагаются известные месторождения меди различного генезиса (медистых песчаников, сульфидные медно-никелевые, медно-цеолитовые и медно-молибденовые), которые формировались от рифейского до юрско-мелового этапа включительно, с вертикальным размахом медьсодержащих рудных формаций до 7 км. Накопление медных руд в течение нескольких эпох может свидетельствовать о переотложении рудного вещества либо о длительной геохимической устойчивости глубинных рудогенерирующих процессов этой межблоковой группы разломов. В пределах центральной части Сибирской платформы все месторождения, связанные с ийолит-карбонатитовой формацией, и кимберлиты также тяготеют к межблоковым зонам разломов, уходящим корнями в мантию.

Все магматогенные месторождения платформенного чехла располагаются над древними прогибами (проторифтами) и ограничивающими их долгоживущими разломами. Известные сульфидные медно-никелевые, кимберлитовые, ийолит-карбонатитовые и другие месторождения чехла платформы генетически ассоциируют скорее с расположенными под чехлом структурами субстрата, внутри которых флюиды и рудное вещество в связи с возобновлением тектонических движений проникают в чехол из мантии (возможно, с границы ядро—мантия). Участие чехла платформы в формировании указанных месторождений заключается в обеспечении спокойных условий для дифференциации магмы и концентрации руд.

Таким образом, развитие эндогенных процессов, тяготеющих к межблоковым участкам платформ, связано с не менее глубинными явлениями, чем в подвижных зонах и областях автономной активизации.

Важной особенностью распределения рудных формаций близкого состава, но различного генезиса является значительный вертикальный размах их образования, достигающий 6—7 км и более. Размещение стратиформных рудных формаций на глубине (фундамент, промежуточный эоплатформенный этаж, докембрийские и палеозойские плитные ярусы), магматогенных и «гидротермальных» — в более высоких горизонтах (обычно под экраном базальтов), видимо, свидетельствует о переотложении рудного вещества древних образований в процессе формирования более молодых, нередко со все увеличивающейся концентрацией. Видимо, поэтому лишь на последних этапах развития платформы наблюдаются наиболее крупные скопления никеля, меди, железа, апатита и других полезных ископаемых.

Выделение структурно-формационных зон через ряды геологических формаций, контролирующих структурно-металлогенические зоны, и установление тектонических циклов, этапов и стадий их развития, которым соответствуют металлогенические этапы и эпохи, и определяют временные закономерности распределения рудных формаций. Пространственные закономерности распределения последних обусловлены сочетанием благоприятных структурных элементов регионального (формационного), оболочечного (глубинного) и планетарного уровней. Структуры формационного уровня определяют вид рудной формации, площадь ее распространения и участки оптимальной концентрации (металлогенические зоны).

Цикличность развития платформ свидетельствует о повторяемости тектонических и металлогенических процессов в ходе их эволюции и существенно расширяет потенциальную минерально-сырьевую базу платформ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артющков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1979. 327 с.
2. Бгатов В. И. Закономерности размещения целестина в палеозое Сибири.— Геология и геофизика, 1966, № 4, с. 15—25.
3. Вахрушев В. А. Некоторые проблемы эндогенного рудообразования (на примере железорудных месторождений юга Сибирской платформы).— Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 144—147.
4. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы масштаба 1:1500000. Объясн. зап./Ред. Н. С. Малич. Л., 1977. 108 с.
5. Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., Недра, 1975. 216 с.
6. Малич Н. С., Туганова Е. В. Современные представления о геотектоническом развитии и минерагении чехла Сибирской платформы. М., 1974. 49 с.
7. Малич Н. С., Туганова Е. В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М., Недра, 1980. 287 с.
8. Малич Н. С., Туганова Е. В., Миронюк Е. П. Тектоника и некоторые аспекты металлогении Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1982, т. 311, с. 55—67.
9. Минерагения Сибирской платформы/Под ред. П. М. Татарнова, Ю. Г. Старицкого. М., Недра, 1970. 208 с.
10. О принципах составления металлогенических карт для платформенных областей. Матер. науч. сес. по металлоген. картам/Ю. Г. Старицкий, В. Л. Масайтис, В. И. Драгунов и др. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, с. 27—36.
11. Платформенная магномагнетитовая формация/Г. С. Момджи, А. Я. Архипенкова, В. Ф. Козлов и др. М., Недра, 1976. 204 с.
12. Пугин В. А., Хитаров Н. И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М., Наука, 1978. 175 с.

КОМПЛЕКС МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Вопросы геологического развития Земли в докембрии и проблемы металлогении докембрия приобретают все большее значение. Это закономерно связано с преобладающим объемом докембрийских геологических образований в составе литосферы, огромной продолжительностью геологических и металлогенических эпох докембрия и обогащенностью докембрийских отложений полезными ископаемыми.

Изучение геологии докембрия в последние десятилетия достигло серьезных успехов, особенно в области геологической периодизации и изотопной геохронологии, в развитии представлений о метаморфизме и ультраметаморфизме, о метаморфогенном рудообразовании, эволюции седиментогенеза, роли органического вещества в истории геологического развития и др. [1, 5, 11]. Большое внимание уделяется также изучению ранней истории Земли и сопоставлению с имеющимися материалами по другим планетам в свете решения общей проблемы космической геологии. По всем перечисленным вопросам существует обширная литература [8—10 и др.].

Металлогения докембрия, развивающаяся в тесной взаимосвязи с достижениями геологии, учения о полезных ископаемых, геохимии, сейсмологии и структурной геофизики, оформилась как особое направление в результате обобщения огромной информации по областям развития докембрия различных континентов, и прежде всего по щитам и массивам древних платформ Советского Союза [3, 6, 13].

В настоящей статье рассматриваются результаты исследований в области металлогении докембрия, в основу которых положены принципы Ю. А. Билибина [2]. Эти исследования смыкаются с проблемами изучения строения и состава верхних оболочек Земли, а также зон, переходных к мантии, и самой мантии, которые могут служить источником большинства рудогенных элементов и областями зарождения рудоносных растворов. Наряду с оценкой роли эндогенных факторов большое внимание уделяется и процессам рудообразования в условиях повышенной зрелости земной коры и миграции вещества в результате эпигенетических, в частности гипергенных, процессов.

В соответствии с поставленными задачами определяются взаимосвязанные региональное и общее направления в изучении металлогении докембрия, развивающиеся на базе специализированных предметных исследований.

Рассмотрение широкого круга вопросов, касающихся связи металлогении с тектоникой, дает информацию о латеральных

закономерностях размещения полезных ископаемых в земной коре. Применение установленных закономерностей к конкретным регионам и к различным геологическим обстановкам создает, в свою очередь, основу для разработки представлений о докембрийских металлогенических эпохах и провинциях. Подобный комплексный подход к изучению металлогении докембрия позволяет более углубленно решать вопросы о геологических условиях образования месторождений полезных ископаемых и выявлять признаки, способствующие повышению обоснованности и эффективности прогнозов.

1. Проблема докембрийских металлогенических эпох не является новой и неоднократно рассматривалась с различных геологических позиций. К этому вопросу обращался А. И. Тугаринов, давший совместно с Г. В. Войткевичем [11] геохронологическую схему расчленения докембрия с выделением тектономагматических циклов и характеристикой их рудоносности. Л. И. Салопом [9] наряду с созданием общей схемы стратиграфии докембрия были детализированы данные о рудоносности отдельных подразделений. Схемы металлогенических эпох опубликованы в трудах Дерри и Куна, Я. Н. Белевцева, Г. А. Твалчрелидзе, других авторов.

Т. В. Билибиной с коллективом авторов созданы представления о металлогенических эпохах щитов древних платформ Советского Союза и обобщен материал по докембрию других континентов [4, 7]. Представления о докембрийских металлогенических эпохах, естественно, базируются на общих схемах геологической периодизации ранней истории земной коры, но с различной степенью детальности отражают вопросы эволюции рудообразования [3]. Большинство геологов принимают за основу единство геологических и металлогенических эпох с выделением в их границах отдельных этапов или рубежей кульминации процессов рудообразования. Такое понятие было дано Г. А. Твалчрелидзе, И. Г. Магакьяном, Т. В. Билибиной и др. Эта концепция учитывает важное значение рудоподготавливающего этапа, во время которого образовывались специализированные геологические формации, существенно влияющие на концентрацию оруденения, и устанавливался массообмен со структурно-вещественными комплексами глубинных зон.

В практике прогнозирования месторождений следует ориентироваться на пространственную совмещенность производных различных, нередко значительно разорванных во времени (табл. 1) геохимических эпох сингенетического и последующего эпигенетического накопления металлов. Данные о докембрийских металлогенических эпохах систематизированы в ряде работ [2, 4, 6, 11]. Внутреннее содержание металлогенических эпох определяется специализацией соответствующих структурно-формационных комплексов (СФК), а границы между ними

Соотношение возраста рудообразования и времени подготовительного сингенетического накопления металла на примере урановых месторождений ряда провинций

Типы рудных формаций	Примеры районов и месторождений	Время сингенетического накопления металлов, млн. лет	Возраст первичных руд, млн. лет	Возраст новых генераций урановых минералов, млн. лет
Урановая в зонах трещиноватости гранито-гнейсовых куполов	Все щиты мира	2600 или 2000 1600—1000	200—40	≤ 10
Урановая, золото-урановая, урано-никелевая в кварц-хлорит-слюдяных метасоматитах активизированных протозорогенных впадин (тип несогласия)	Северная Австралия: Рейнджер, Джаби-лука и др.	2000—1700 1700—1400	900	700—600 200
	Канадский щит: Кей-Лейк, Мидуэст-Лейк и др.	1900—1800 1800—1350	1075	600—200
Золото-урановая в конгломератах эпикратонных впадин	Южно-Африканский щит: Витватерсранд и др.	3500—2900 3100—2600	2600— 2000	1900 1000

в общем совпадают с диастрофизмами или диастрофическими эпизодами.

Смена металлогенических эпох обнаруживает прямую зависимость от типов геотектонических режимов и их преемственности.

Следует подчеркнуть, что эволюция литосферы в целом происходила неравномерно в различных ее секторах, вероятно в зависимости от первичной неоднородности земной коры и мантии. Вследствие сложного комплекса факторов либо несколько режимов сосуществуют внутри одной эпохи, либо, напротив, некоторые режимы прослеживаются на протяжении нескольких эпох.

II. Проблема закономерностей размещения полезных ископаемых в верхних частях литосферы и их избирательной концентрации рассматривается в настоящее время на уровне провинций.

Проблема металлогенических провинций обсуждалась начиная с конца прошлого века в трудах Делоне, Линдгрена и

позднее В. А. Обручева, А. Е. Ферсмана. В послевоенные годы особый интерес к этой проблеме возник в Советском Союзе, где ей посвящены работы С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, А. И. Семенова, Г. А. Твалчрелидзе, И. Г. Магакьяна, В. Е. Хаина, Е. А. Радкевич и других исследователей. За рубежом металлогенические провинции обсуждались Клиффордом, Рутье, Петрашеком.

Представления о провинциях основываются на историко-геологическом, геохимическом (салический, фемический типы земной коры) и возрастном принципах. Различны представления о размерности провинций. Особое толкование дается провинциям, специализированным на отдельные полезные ископаемые (золоторудные, железорудные) [12].

В применении к докембрийским металлогеническим провинциям нами приняты историко-геологический, тектонический и вещественно-геохимический принципы, позволившие дать им следующее определение: совокупность геоблоков различного вещественного состава, характеризующихся определенным типом геологического развития и определенной металлогенической специализацией [7]. Смысл и применимость такого определения металлогенических провинций соответствуют их глобальной или максимальной размерности. Провинции охватывают рудоносные блоки щитов, что в общем соответствует представлениям Ю. А. Билибина [2] о металлогенических провинциях и структурно-металлогенических зонах. Всего в пределах докембрийских континентов было выделено 20 провинций, подразделяющихся по металлогенической характеристике на полиметалльные, железорудные (иногда с золотом и ураном), золото-полиметаллические и полиметаллически-кобальтовые, железомедные и железо-медно-никелевые. Кроме того, обособляются редкометалльные и редкометалльно-сланцевые провинции [7].

Элементы историко-геологического развития металлогенических провинций определяются по сочетанию СФК, сформировавшихся при различных тектонических режимах. По этому признаку провинции подразделяются на группы, кульминация рудообразования в которых происходит при различных тектонических режимах. Вывод о сходной металлогении провинций, близких по строению и истории геологического развития, открывает большие возможности для прогнозирования.

В настоящее время можно назвать несколько мультипровинций, обладающих уникальными запасами ряда полезных ископаемых и наиболее полными их ассоциациями. К числу таких провинций следует отнести Трансваальскую, Катангскую, Черчилл, Супериор, Северо- и Южно-Австралийскую. Для некоторых из них характерно многоярусное строение, обусловленное наложением различных СФК, разделенных несогласиями и кульминацией рудообразования в конце раннего и в позднем протерозое. Как правило, наблюдается наложение процессов

активизации на более ранние структуры, связанные с протоорогенным режимом или со складчатыми поясами (байкальскими). Провинции, образовавшиеся в такой обстановке, относятся к комплексному полиметалльному типу при ведущей роли халькофильных и частично сидерофильных элементов.

Причины концентрации полезных ископаемых в автономных блоках земной коры во многом зависят от тектонического фактора, определяющего типы рудоносных структур. Рудоносные структуры характеризуют тектоническую сущность структурно-металлогенических зон и их «объемное значение».

Металлогенические провинции (блоки или группы блоков) с высоким потенциалом рудоносности имеют, как правило, сложное, многоярусное строение, и в их пределах сочетаются рудоносные структуры различных типов. Благоприятными условиями являются неоднократное формирование поверхностей несогласия и длительная эволюция глубинных разломов. Такие блоки соответствуют высоко геохимически специализированным и проницаемым областям литосферы и мантии, характеризующимся повышенными гетерогенностью и значениями теплового потока.

К рудоносным структурам следует отнести зеленокаменные пояса, древние гнейсо-гранитные купола, протоорогенные прогибы, эпикратонные и интракратонные впадины, шовные межблоковые прогибы (рифтогенные прогибы), рифты, диапировые гнейсо-гранитные купола, метаморфо-складчатые пояса, интрагеосинклинальные прогибы, перикратонные прогибы и авлакогены. Перечисленные названия структур широко распространены в тектонической терминологии, но в данном случае в их понимание входит металлогеническая специализация, составляющая основной смысл рудоносных структур и металлогенических провинций.

Пространственное размещение рудоносных структур закономерно связано с первичной неоднородностью литосферы и в ряде случаев мантии. Общие глобальные закономерности не определены, но для некоторых сегментов литосферы они намечаются. В частности, на примере Сибирской платформы устанавливается, что, кроме крупных выступов фундамента — щитов и массивов (Алданский, Анабарский), в обрамлении платформы размещаются краевые массивы более высокого порядка. Это Бирюсинский, Ангаро-Канский, Шарыжалгайский, Баргузино-Витимский, Муйский, Охотский массивы, в пределах которых развиты локальные рудоносные структуры. Для щитов характерны зеленокаменные пояса с месторождениями железистых кварцитов, гнейсо-гранитные купола и протоорогенные структуры, включающие различные по генезису шовные прогибы. Удоканская, Каларская, Улканская и другие протоорогенные структуры вмещают месторождения медистых песчаников, цинка, свинца, редких металлов. В массивах обрамления плат-

форм сосредоточены различные типы рудоносных структур, связанных с шовными зонами сжатия (метаморфо-складчатые пояса), наложенные прогибы, несущие полиметаллическое колчеданное оруденение, слюдоносные пегматиты, гематитовые руды и др.

Исследование металлогенических провинций требует углубленного изучения строения земной коры на основе использования геофизических и геохимических методов (ГСЗ, МОВЗ, изотопные исследования и др.). Это дает возможность уточнить данные о составе, строении и преобразовании различных оболочек земной коры и верхней мантии, во многом предопределяющие степень геологической и геохимической дифференцированности вещества литосферы и соответственно металлогеническую специализацию того или иного блока. Опосредованно эти материалы позволяют судить об источниках рудного вещества.

Так, блоки ранней стабилизации докембрия, преимущественно гранулитовой фации регионального метаморфизма, как правило, отличаются слабой внутренней расчлененностью и геохимической дифференцированностью вещества как земной коры, так и верхней мантии. Геохимически этот факт подтверждается низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\leq 0,703-0,705$) и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O} = +5 \dots -7,5$) в осадочно-вулканогенных и ультраметаморфических образованиях геоблоков архейской стабилизации. Эти блоки, кроме того, характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 , CaO , Na_2O , элементов группы железа и пониженным — K_2O , Rb , Ba . Для них обычна халькофильно-сидерофильная специализация при ограниченной роли литофильных элементов (гранулитовые блоки Западной Австралии, Юго-Западной Африки, Украинского щита). Низкая степень дифференцированности вещества литосферы в ряде случаев предопределяет относительно низкий потенциал рудоносности блоков земной коры, вещество которых испытало метаморфизм преимущественно гранулитовой фации. К таким блокам относится восточная часть Алданского щита, гранулитовые блоки Балтийского щита, Индии и т. д.

Максимальная геологическая и геохимическая дифференцированность вещества земной коры свойственна блокам, испытавшим полиметаморфизм, неоднократную гранитизацию и наложение процессов активизации. Для них типичны отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,705$, смешанная геохимическая и рудная специализация, обычно повышенная роль литофильных элементов (провинции Черчилл, Супернор, Трансваальская, Северо- и Южно-Австралийская). Особую группу среди них составляют проторогенные активизированные геоблоки с трехчленным слоистым строением земной коры, в которых на глубоко метаморфизованном и гранитизированном архейском основании залегают толщи слабо метаморфизованных пород нижнего и верхнего протерозоя. Большинство таких структур перекрыто платфор-

менными отложениями рифея — палеозоя. Толща протерозоид имеет обычно четко проявленную геохимическую специализацию на халько- и литофильные элементы. Наложение процессов тектоно-магматической активизации приводит к последующей эпигенетической концентрации металлов. Наиболее типичными примерами рудоносных структур такого типа являются Северо-Австралийская провинция и провинция Черчилл в Канаде.

Своеобразным глубинным строением и геохимической специализацией отличаются межблоковые шовные зоны. Они являются ареной прорыва мантийного вещества в земную кору и характеризуются неунаследованной геохимической специализацией преимущественно на сидерофильно-халькофильную группу элементов (зона Великой Дайки в Южной Африке, блок Садбери в Канаде).

III. В дополнение к региональным металлогеническим построениям, осуществляемым на уровне металлогенических провинций и эпох, проводятся средне- и крупномасштабные исследования, замыкающиеся на уровне изучения металлогенических зон, рудных районов и месторождений. При всей широте и разнообразии проблем, входящих в сферу металлогении, главным объектом исследований должно оставаться месторождение, на котором в конечном счете замыкаются разработки в области рудообразующих и рудоподготавливающих процессов.

Колоссальная информация по геологии месторождений полезных ископаемых и закономерностям их размещения была и остается основой для составления металлогенических карт и разработки металлогенических построений. Однако состояние проблемы геологии месторождений полезных ископаемых требует обобщения новейшей геологической, геохимической и геофизической информации на более высоком уровне с целью моделирования не только структурно-геологического плана, но и самого процесса рудообразования. Особым направлением совершенствования проблем прогнозирования является глубинное и объемное моделирование, используемое в качестве основы для глубинных поисков месторождений. Получаемая при этом информация дает возможность применять при металлогенических исследованиях моделирование объектов различного ранга и способствует разработке теории рудообразования в целом.

Главная задача при изучении структурно-металлогенических зон, рудных районов и месторождений сводится к созданию металлогенической модели перечисленных объектов и установлению комплекса региональных и локальных, прямых и косвенных признаков оруденения.

Глубинное строение и геохимическая характеристика перечисленных подразделений, находящихся в пределах одной металлогенической области, как правило, единообразны. Наблюдающиеся различия в составе вмещающих оруденение толщ

могут сказаться на минеральном типе руд различных месторождений и ряде других параметров. Именно здесь в полной мере находят применение данные глубинного геологического картирования. Следует иметь в виду, что среднемасштабные работы должны преследовать цель выявления региональных закономерностей размещения рудных узлов и районов, а картирование крупных масштабов решает задачу определения внутренней структуры рудного узла или отдельного месторождения. В итоге строятся геологические модели разного уровня, геохимические схемы накопления полезных и сопутствующих элементов и металлогенограммы, на которых с наибольшей полнотой отражаются факторы, контролирующие все подготовительные и собственно рудообразующие процессы. Так, например, для рудного района развития редкометалльных метасоматитов сложного генезиса был составлен опытный образец объемной прогнозной карты масштаба 1 : 50 000. Характер специфической нагрузки этого варианта карты, в дополнение к нагрузке прогнозных карт, строящихся для поверхности кристаллических пород докембрия, показан в табл. 2.

Данный вариант прогнозной карты позволяет совместить на одном документе разностороннюю геологическую, минералогическую, геохимическую и геофизическую нагрузку ряда погоризонтных планов и системы разрезов, что выгодно отличает его от других вариантов. Систематизация всей суммы признаков, полученных в результате глубинного и объемного картирования редкометалльных метасоматитов, позволяет с большей точностью прогнозировать положение рудных районов, узлов и целенаправленно проводить глубинные поиски месторождений. Подобные работы требуют больших объемов бурения и детальных геофизических съемок, в связи с чем они проводятся в районах, рудоносность которых не вызывает сомнения.

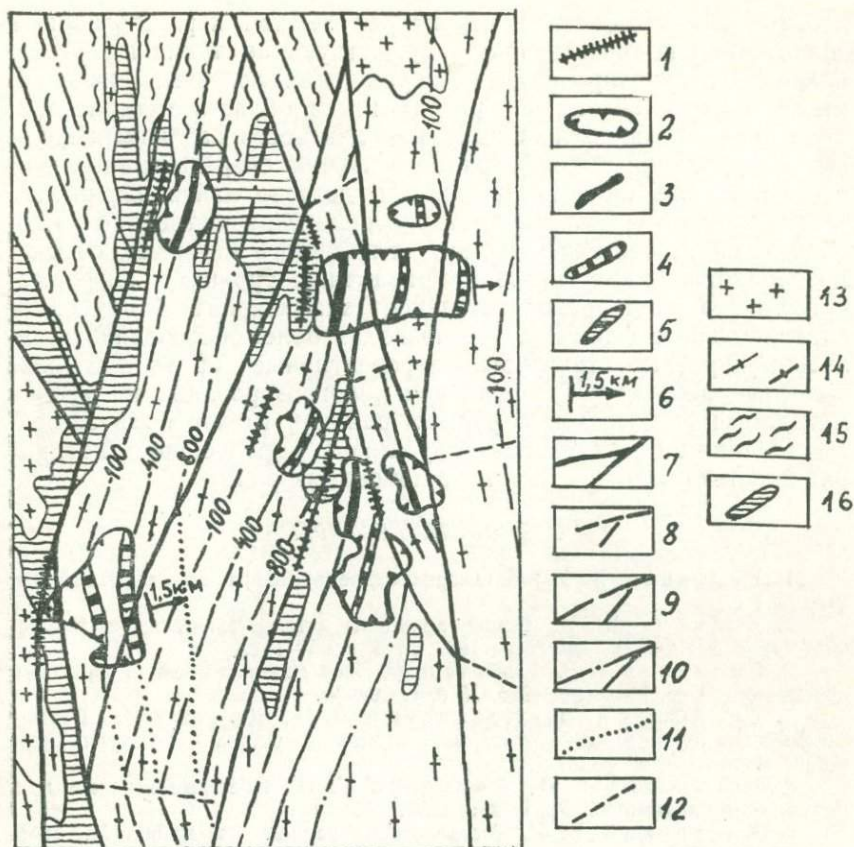
На рисунке показан фрагмент объемной геологической карты детального масштаба того же типа месторождений. В данном случае документально фиксируются главнейшие геолого-структурные, минералогические, геохимические и другие возможные характеристики оруденения в объеме рудного поля, что позволяет на этой основе выявить участки, требующие доизучения детальными глубинными поисками. В свою очередь, полученная информация, отражающая закономерности изменения латеральной и вертикальной зональности месторождений, принимается за эталон, который используется при изучении рудного района в целом. Комплексная информация о структуре рудного поля, вещественном составе рудоносных метасоматитов и руд, геохимической характеристике и зональности метасоматитов должна служить основой для суждения о направленности движения рудоносных растворов, изменении их состава и p — T -условий. В конечном виде такая информация способству-

Таблица 2

Условные знаки на карте, отражающие положение рудоконтролирующих факторов на различных глубинах

Глубина, м	Контакты геологических тел (гранитов, мигматитов и др.)	Разломы	Рудоносные метасоматиты				Мультипликативные геохимические ореолы	
			внешней зоны	промежуточной зоны	внутренней (рудомещающей) зоны	Предполагаемый контур по геофизическим данным	наружных и центральных частей месторождений	подрудных частей месторождений
Поверхность (гори- зон 0 м)								
Горизонт — 250 м								
» — 500 м								
» — 750 м								
» — 1000 м								
Рекомендуемый цвет знаков на карте	Черный	Красный		Зеленый		Коричневый	Синий	

Примечание. Приведенная форма литознаков может быть существенно упрощена при использовании цветового изображения.



Фрагмент специализированной объемной геологической карты детального масштаба редкометального месторождения в щелочных метасоматитах.

1 — проекции рудных тел по восстанию на погребенную поверхность кристаллических пород докембрия; 2—5 — проекции рудных тел на погребенную поверхность кристаллических пород докембрия: 2 — контуры рудных тел, 3 — положение рудных тел на горизонте —100 м, 4 — то же на горизонте —400 м, 5 — то же на горизонте —800 м; 6 — продолжение рудных тел по падению на установленную или не установленную (без указания) глубину; 7—10 — положение разломов: 7 — на погребенной поверхности кристаллических пород докембрия, 8 — на горизонте —100 м, 9 — на горизонте —400 м, 10 — на горизонте —800 м; 11 — проекции изогипс под плоскостями разломов; 12 — проекции линий пересечения плоскостей разломов; 13—15 — рудовмещающие породы на погребенной поверхности кристаллических пород докембрия: 13 — граниты, 14 — мигматиты, 15 — гнейсы; 16 — рудоносные щелочные метасоматиты.

ет разработке теории рудообразования применительно к конкретным типам месторождений.

Систематизация и корреляция данных по металлогенической эволюции докембрия и закономерностям размещения ору-

денения в тектонических структурах земной коры позволяют значительно конкретизировать существующие принципы регионального прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Дальнейшей задачей разработок в области металлогенического прогноза должна быть комплексность различных научных направлений с привлечением в первую очередь данных тектоники, геофизики и геохимии. Это должно найти выражение в повышении глубинности металлогенических построений и в дополнительном составлении карт (глубинного строения, специализированных карт срезов на различных уровнях). Информацию такого рода предпочтительнее анализировать на основе карт блокового строения, что позволит более обоснованно выделять конкретные структуры, перспективные на те или иные полезные ископаемые. Детальное прогнозирование на уровне металлогенических зон и рудных районов может быть эффективным лишь с применением глубинного картирования, которое рационально ввести в комплекс поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979. 231 с.
2. Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 95—112.
3. Билибина Т. В. Глобальные проблемы металлогении и тектоники докембрия.— Сов. геология, 1985, № 6, с. 19—34.
4. Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия.— Геология рудн. м-ний, 1978, № 4, с. 8—10.
5. Войткевич Г. В., Лебедько Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., Недра, 1975. 231 с.
6. Казанский В. И. Металлогения раннего докембрия. М., 1983. 94 с. (ВИНИТИ. Итоги науки и техники. Сер. Рудн. м-ния, т. 13).
7. Металлогенические провинции щитов и их положение в тектонике континентов / Т. В. Билибина, Н. П. Лаверов, В. М. Парфенов и др.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., Наука, 1978, с. 30—41.
8. Ранняя история Земли. М., Мир, 1980. 617 с.
9. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982. 342 с.
10. Смирнов В. И. Пути развития металлогении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 13. Орогенная металлогения. М., Наука, 1981, с. 8—20.
11. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., Недра, 1970. 430 с.
12. Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., Недра, 1974. 254 с.
13. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1980. 294 с.

ВЕДУЩИЕ ТИПЫ РУДОНОСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР АКТИВИЗИРОВАННЫХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Историко-геологический и структурно-вещественный подходы Ю. А. Билибина к разработке регионального металлогенического анализа и решению прикладных задач металлогении могут быть с успехом использованы при изучении геологических структур областей тектоно-магматической активизации древних платформ.

Процессы тектоно-магматической активизации обуславливают в пределах древних платформ интенсивное разломообразование, формирование обширных сводово-блоковых поднятий и систем впадин — грабенов и депрессий с молассоидным, осадочно-вулканогенным и угленосным осадконакоплением, гранитоидным, щелочным и ультраосновным — щелочным магматизмом и субаэральным вулканизмом, а также значительные вещественные преобразования фундамента, активизированных областей с мобилизацией, миграцией и концентрацией различных элементов и образованием богатого спектра эндо- и экзогенных месторождений полезных ископаемых.

Структурно-вещественные аспекты строения активизированных областей древних платформ с различных позиций рассматриваются в трудах многих исследователей [5, 8, 10, 11]. Обобщение этих материалов, а также анализ особенностей связей процессов и структур активизации с разнородными геотектоническими режимами намечают пути типизации активизированных областей. Все многообразие геологических структур эпох активизации древних платформ связано с тремя ведущими обстановками — активизированными щитами, плитными (чехольными) комплексами и пограничными зонами этих платформ.

Универсальным развитием в пределах указанных обстановок пользуются системы глубинных разломов и сопряженные с ними метасоматические системы. Глубинные разломы непосредственно влияют на размещение авлакогенов, вулканоплутонических поясов, палеорифтовых систем и других ведущих структур. Их различные сочетания обуславливают в пределах активизированных областей непрерывный ряд связанных с ними структурно-формационных комплексов (СФК) существенно корового, переходного и мантийного происхождения, а также определяют специфику отдельных групп или конкретных активизированных областей (таблица).

Для группы активизированных щитов и кристаллических массивов (фундамент платформ) наиболее характерны существенно коровые или корово-мантийные СФК сводово-блоковых поднятий, наложенных и рифтовых впадин, внутриконтинен-

Основные характеристики	Активизированные щиты и кристаллические массивы (фундамент платформ)	Активизированные платформы (чехол платформ)	Активизированные пограничные зоны платформ
	Ведущие типы геологических структур	Системы глубинных разломов и сопряженные с ними зоны метасоматитов	
		Краевые структурные швы	
Авлакогены			
Палеорифтовые и рифтовые системы			Палеорифтовые и рифтовые системы
Сопряженные системы грабен — впадин и трогов			Сопряженные системы грабен — впадин и трогов
Депрессионные области			Депрессионные области
Сводово-блоковые поднятия с гранито-гнейсовыми куполами и плутоническими ареалами		?	Сводово-блоковые поднятия с гранито-гнейсовыми куполами и плутоническими ареалами
Вулкано-плутонические пояса			Вулкано-плутонические пояса
Купольные поднятия с массивами центрального типа (кольцевые структуры)			Купольные поднятия с массивами центрального типа (кольцевые структуры)
Амагматичные своды			Амагматичные своды и связанные с ними зоны разломов

Типы СФК эпох активизации

Коровые	Корово-мантийные	Мантийные	Мантийные	Коровые	Коровые	Корово-мантийные	Мантийные	
Сводово-блоковых поднятий: гранитоидные и сиенитовые		Рифтовых и палеорифтовых систем: платобазальтовые, габброидные	Сводово-блоковых поднятий: габброидные, гранитоидные, сиенитовые		Вулкано-плутонических поясов: липарит-андезитовые, андезитобазальтовые			
Вулкано-плутонических поясов: липаритовые, андезитобазальтовые и др. Авлакогенов и трогов: терригенно-вулканогенные		Центральных кольцевых структур: ультраосновные — щелочные (с карбонатами и кимберлитами), базальтоидные	Авлакогенов: терригенно-вулканогенные		Авлакогенов и трогов: терригенно-вулканогенные			
Рифтовых и наложенных впадин: терригенные, угленосные			Центральных кольцевых структур: ультраосновные — щелочные (с карбонатами и кимберлитами), базальтоидные	Депрессионных областей и впадин: терригенные, угленосные, карбонатно-терригенные	Сводово-блоковых поднятий: гранитоидные и сиенитовые габброидные			
Салическая		Салическо-фемическая	Фемическая	Фемическая	Салическая и хемогенно-карбонатная	Салическая	Салическо-фемическая	Фемическая
Существенно литофильная: Au, U, Mo, W, Sn, As, Ag, Th (Cu, TR, Ti и др.)		Смешанная халькофильно-литофильная, сидерофильная: F, Au, Cu, Ti, Sn, W, Th, Nb, Mo и др.	Сидерофильная и литофильно-сидерофильная: P, Nb, Ta, Fe, Pt, Cr (U, Th, TR)	Существенно сидерофильная: C, Cu, Ni, Co, TR, Nb, Ta, Cr, Pt, Sb (Th, U)	Литофильная и литофильно-халькофильная: U, Mo, Se, V, Cu, Sb (?), Hg (?)	Литофильная и халькофильная: U, Be, Au, Cu, Pb, Zn, As, Ag	Халькофильная и литофильная: F, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sn, Sb, Hg	Сидерофильная и литофильно-сидерофильная: Ti, Fe (U, Th, TR)

* Полу жирным шрифтом показаны ведущие элементы, в скобках — дополнительные элементы сложных формаций.

тальных вулканоплутонических поясов и авлакогенов. Ведущим геохимическим типом активизированных областей этой группы является существенно салический тип, специализированный на литофильный, халькофильно-литофильный и сидерофильно-литофильный ряды рудных формаций и ассоциаций. Для формирования рудно-геохимической зональности особое рудогенерирующее значение имеют метаморфические и ультраметаморфические комплексы гранито-гнейсовых куполов (оавлов) и зон полихронной гранитизации.

Мантийные образования активизированных щитов представлены относительно малочисленным классом структур центрального типа, с которыми связаны ультраосновные — щелочные комплексы. Существенно фемические (сидерофильные) и смешанные (фемическо-салические) геохимические ассоциации главным образом дополняют и осложняют рудный профиль рассматриваемых областей, представляя собой преимущественно звенья комплементарных рудных формаций наиболее древних рудообразующих эпох.

Активизированные области платформенных чехлов (плит) подразделяются на два типа. Ведущим является фемический тип областей с преобладающими мантийными и корово-мантийными СФК сводово-блоковых и купольных поднятий, контролирующих ареалы основного (габброидного и щелочно-габброидного) магматизма и центральные массивы ультраосновной — щелочной (с карбонатитами и кимберлитами) формации. Металлогеническая специализация этих комплексов определяется развитием в связи с ними сидерофильных, халькофильных и литофильно-сидерофильных рядов рудных формаций.

Второй тип активизированных областей, будучи связанным с коровыми комплексами депрессионных структур (авлакогенами, системами грабенов, депрессиями), характеризуется существенно салическим профилем. Литофильная и халькофильная специализация СФК определяет развитие соответствующих рудных формаций, главным образом в связи с концентрациями органического вещества и окислительно-восстановительной зональностью преимущественно экзогенного типа — результатом деятельности подземных вод.

Активизированные области пограничных зон древних платформ характеризуются наибольшей сложностью строения. Это обусловлено полихронностью их развития и сочетанием в их пределах сложных комбинаций разнородных геологических структур, связанных как с коровой, так и с мантийной оболочками Земли. Отдельные типы активизированных областей в этой геологической обстановке определяются профилирующими группами региональных геологических структур. К их числу относятся области, связанные:

— с палеорифтовыми системами (салическо-фемические СФК);

— с сопряженными системами сводово-блоковых поднятий и грабенов (салические и салическо-фемические СФК);

— с вулканоплутоническими поясами (существенно салические и салическо-фемические СФК);

— с системами краевых швов (фемические и фемическо-салические СФК);

— с депрессионными структурами (существенно салические СФК).

Сложные соотношения и сочетания отмеченных типов геологических структур и СФК приводят к преобладанию смешанных рудно-геохимических типов активизированных областей с развитием лито-, халько- и сидерофильных, а также промежуточных рядов рудных формаций. Тем не менее отдельные из выделенных структурно-вещественных типов характеризуются четкой металлогенической специализацией. Таковы, например, существенно литофильные ассоциации вулканоплутонических поясов, систем сопряженных горстов и грабенов, депрессионных структур.

К числу рудоносных структур активизированных древних платформ отнесены краевые структурные швы и системы глубинных разломов, вулканоплутонические пояса, рифтовые системы и авлакогены, комбинации сложнопостроенных горстовых поднятий и грабенов, более локальные структуры центрального типа.

Системы региональных глубинных разломов играют большую роль в размещении активизированных областей и отдельных типов структур этих областей. Важнейшими особенностями глубинных разломов являются:

— региональный и трансрегиональный характер их развития и группировка в обособленные системы;

— преимущественная связь с континентальными гранитизированными сегментами земной коры и мобильными межблоковыми зонами, проникновение крупнейших разломов глубоко в мантию;

— длительное унаследованное развитие, обуславливающее в их пределах совмещенную вертикальную структурно-вещественную (структурно-петрологическую, метаморфическую, геохимическую, металлогеническую) зональность;

— развитие в связи с разломами формации кремнещелочных (кварц-полевошпатовых) рудоносных метасоматитов и разнообразных ассоциаций эндо- и экзогенных месторождений полезных ископаемых.

Системы глубинных разломов, обладающие указанными признаками, наиболее свойственны выступам кристаллического фундамента активизированных древних платформ. Они прослеживаются на многие десятки и сотни километров, образуя широкие полосы кулисообразного строения. В зависимости от складчато-блоковой структуры и характера ограничений плат-

форм выделяются три типа ведущих систем разломов, локализующихся соответственно в пограничных зонах платформ (краевые структурные швы), в составе секущих эти зоны и структуры платформ линейментов и во внутренних областях платформ (межблоковые разломы). Разнотипные и разноориентированные глубинные разломы образуют «сети» различной густоты и напряженности, обуславливая «скелетную» основу активизированных областей платформ. В качестве «ячеек» этих «сетей» выступают взаимосвязанные или изолированные горстобразные поднятия фундамента и грабены, отличающиеся размерами и строением. Внутренние региональные разломы, формировавшиеся в относительно однородной среде, выражены преимущественно зонами милонитов, бластомилонитов и бластокатаклизитов с наложенными элементами хрупких деформаций. Пограничные разломы (краевые швы) характеризуются наибольшей сложностью строения и масштабами развития. Секущие разломы линейментов относятся к категории «скрытых» и проявляются на поверхности пучками разобщенных разрывов и плутоногенно-метасоматическими ареалами.

Длительное, многоэтапное развитие разломов обуславливает совмещение в их зонах различных структурных элементов и вещественных ассоциаций разных глубинных уровней формирования [11]. Глубинные тектониты амфиболитовой фации образовывались преимущественно путем перекристаллизации и пластического течения вещества в динамических условиях сжатия при максимальных значениях режима $p-T$. Для менее глубоких и молодых (палеозойских, мезозойских) тектонических элементов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций типичны хрупкие деформации режима растяжения с развитием брекчиевых и катакластических структур. С ними же ассоциируют низкотемпературные гидротермально-метасоматические процессы. Для зон наиболее крупных разломов характерны сочетания элементов глубинного типа и образований верхних уровней, что определяет развитие вертикальной совмещенной структурно-вещественной зональности.

Ведущей типоморфной вещественной ассоциацией зон региональных разломов являются формации кремнещелочных (кварцполевошпатовых) метасоматитов — особая группа рудоносных метасоматических формаций активизированных областей [1]. Докембрийские метасоматиты преимущественно приурочены к полям развития ультраметаморфических комплексов и зон палингенно-метасоматической гранитизации. Более молодые образования пространственно (и, возможно, генетически) связаны с плутоническими (гранитоидными, щелочными) формациями эпох активизации. Состав метасоматитов неоднороден и зависит от суммарного эффекта интенсивности метасоматического процесса (главным образом от активности щелочей), реальных сочетаний отдельных стадий этого процесса и исходного состава

пород, подвергшихся дроблению и метасоматозу. Отчетливо проявляются три основные петрохимические линии метасоматитов, обусловленные различными потенциалами щелочей: существенно калиевая (микроклиновые и ортоклазовые метасоматиты, гумбенты), существенно натриевая (альбититы) и смешанная (альбит-микроклиновые метасоматиты).

Одновременно отмечаются две ведущие тенденции метасоматического процесса зон региональных разломов. Первая связана с изменением давления и температуры растворов при их продвижении в верхние уровни зон, распадом высокотемпературных комплексных соединений и общей возрастающей активностью натрия при понижении потенциала калия. Закономерно увеличивается кислотность растворов и их обогащение фтором, хлором, углекислотой и фосфорной кислотой за счет реакций замещения. Обратная тенденция связана со сменой режима кислотного выщелачивания последовательно натриевым и калиевым метасоматозом и переходом к образованию формации гумбентов. Обе тенденции характеризуются существенными накоплениями преимущественно литофильных рудных элементов (Mo, Au, TR, W, Sn, U и др.). Прямая связь оруденения и метасоматитов отчетливо проявлена в совмещении временных параметров их формирования, а также в тесной корреляции относительной интенсивности развития и направленности рудных и метасоматических процессов, обуславливающих образование единых рудно-метасоматических ассоциаций.

Авлакогены, рифты, системы грабенов принадлежат к единому ряду преимущественно раздвиговых структур, располагающихся в зонах сводово-глыбовой активизации и связанных с глубинной перестройкой земной коры и верхней мантии. Важнейшей особенностью этих структур является их значительная дискретность, обусловленная влиянием глубинных разломов, определяющих заложение, развитие и тектонический план структур. Для большинства грабенообразных систем отмечается различное, но достаточно резкое сокращение мощности земной коры в соответствующих блоках. Троговым зонам авлакогенов и рифтов отвечают отрицательные аномалии поля силы тяжести (дефицит масс), формирование «корово-мантийной смеси» (особенно в рифтах), разуплотнение мантии и соответственно раздувы мощности «базальтовой» оболочки. Отдельные грабены имеют внутрикоровое происхождение.

Авлакогены выражены в рельефе фундамента и осадочного чехла платформ в виде линейных зон дифференцированных опусканий, выполненных многокилометровыми толщами терригенных, вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных формаций. Размеры этих зон колеблются по протяженности от 200—700 до 1000—2000 км при ширине 40—250 км и амплитуде от 1000—4000 до 8000—10 000 м.

Авлакогены наиболее свойственны краевым деформированным частям платформ. Н. С. Шатский [9] включал их непосредственно в группу пограничных структур типа «входящих углов» платформ. По положению авлакогенов относительно ограничительной платформы выделяются структуры сквозного, поперечного и внутриплатформенного типов [2], по строению — простые (одиночные) и сложные авлакогены, отличающиеся дополнительно развитием прибортовых трогов, разделенных с осевыми грабенами продольными приподнятыми выступами. Принципиальное сходство авлакогены проявляют с рифтовыми системами, о чем свидетельствуют близкие характеристики морфологии структур, строения земной коры и верхней мантии, их компенсационные связи с областями сводов, а также общий ход эволюции структур через смену напряжений растяжения поперечным сжатием. Указанные характеристики подтверждают принадлежность этих типов структур к единому генетическому классу и обосновывают правомерность рассмотрения авлакогенов (по аналогии с рифтами) как активизационных структурных элементов древних платформ. По сравнению с рифтами авлакогены прошли все стадии эволюции (общие опускания, дифференцированные опускания, перерастания в синеклизы, инверсию), и, таким образом, их можно трактовать как «погребенные рифты» или структуры, находящиеся на более позднем, чем рифты, завершающем этапе развития [3].

Континентальные рифтовые системы наиболее четко сопряжены со сводовыми структурами активизированных областей древних платформ. Будучи изначально тесно связанными со сводами режимом растяжения, они в дальнейшем развитии приобретают автономные черты за счет влияния глубинных корней, уходящих в верхнюю мантию. Рифтовые системы представляют собой линейно-вытянутые структуры щеле- или килевидного строения [8], образованные в осевой части четковидно расположенными впадинами — грабенами и долинными грабенами, выполненными терригенными и угленосными породами, и по периферии — горстообразными бортовыми поднятиями. В размещении и конфигурации самих систем и их отдельных элементов определяющее значение имеют глубинные, продольные разломы (сбросы, взбросы), проявляющие длительную активность. Единые рифтовые системы прослеживаются на многие сотни и тысячи километров и расщепляются на ряд ветвей. Для большинства рифтовых систем устанавливаются явления их унаследованного длительного развития. Структурообразующие глубинные разломы часто связаны с дизъюнктивными элементами докембрийского фундамента, а само развитие рифтов является многостадийным, например мезозойско-кайнозойским для Байкальской системы [4], палеозойско-мезозойско-кайнозойским — для Аравийской и преимущественно кайнозойским — для Восточно-Африканской.

Латеральные и генетические связи с рифтами проявляют вулканические ассоциации платобазальтов (оливиновых — субщелочных — щелочных), образующие ареалы и структуры центрального типа в бортовых и фланговых частях рифтовых систем. В соответствии с высоким энергетическим потенциалом рифтовых систем и свойственными им аномальными тепловыми потоками в их пределах фиксируется значительная гидродинамическая активность термальных вод, обеспечивающая благоприятные предпосылки развития эндогенных рудообразующих процессов (редкие и щелочные металлы).

Группы изолированных впадин — грабенов развиты в различных обстановках активизированных платформ. Наиболее характерны грабены приразломного типа в связи с дислокациями высоких порядков, формировавшиеся на границах синеклиз, сводов, поднятий. Несмотря на изолированное положение отдельных грабенов, на основании анализа геолого-геофизических данных в большинстве случаев усматриваются их структурные связи с региональными разломами в фундаменте и другими элементами блокового строения. Формационный состав и дислоцированность осадочных толщ, выполняющих грабены, в общем аналогичны таковым в рифтовых впадинах или отдельных частях авлакогенов. Существенным их отличием являются меньшие амплитуды прогибания и соответственно сравнительно малые мощности отложений обычно неоднородного фациального состава, обусловленные активным влиянием фундамента. Асимметричные односторонние грабены нередко переходят в пологие депрессионные структуры типа предгорных, аллювиальных и прочих равнин. Обширные депрессионные структуры в качестве самостоятельных образований наиболее присущи молодым (кайнозойским) комплексам и представляют собой верхние структурные ярусы древних платформ. Они сложены слабо литифицированными (проницаемыми) терригенно-карбонатными и угленосными толщами. В составе депрессионных структур выделяются также образования более высокого порядка, представленные сложными системами палеодолин, палеорусел и эрозионных врезов — активных «дренажных каналов» подземных вод. Депрессионные структуры, грабены, рифты и авлакогены активизированных древних платформ характеризуются значительным разнообразием ассоциирующихся с ними рудных и нерудных комплексов (Mo, V, U, Se, Cu, уголь, соли и др.), часть из которых обусловлена интенсивным развитием эпигенетических процессов.

Вулкано-плутонические пояса и вулкано-тектонические структуры древних платформ относятся к внутри- или окраинно-континентальным планетарным и региональным сооружениям, взаимосвязанным в зонах долгоживущих глубинных разломов. Возникновение поясов, по-видимому, обусловлено сложными процессами разуплотнения вещества земной коры и верх-

ней мантии в крупных линейных зонах. В связи с этими процессами в первоначальную стадию (как компенсационные структуры) обычно образуются вулканогенные прогибы и впадины, а затем, вследствие перепада давлений в области глубинных разломов, — зоны высокой проницаемости, обеспечивающие излияние магматических очагов в земной коре, общее раскисление магнез и обогащение их щелочами. Вулкано-тектонические структуры представляют собой относительно локальную категорию образований активизированных областей. Они возникают в узлах тектонических напряжений вулкано-плутонических поясов или систем глубинных разломов (за пределами поясов) в форме вулканических депрессий, впадин (трогов), кальдер обрушения, вулкано-тектонических горстов и других образований.

Вулкано-плутонические пояса занимают особое место в геологической истории активизированных древних платформ. Они являются наиболее характерными показателями начала континентального ряда развития платформ и общего становления континентальной земной коры в их пределах. Именно со времени широкого развития этих поясов в среднем протерозое (2000—1500 млн. лет) уверенно фиксируются процессы активизации в земной коре (Сибирская, Австралийская, Африканская, Южно-Американская платформы). В последующей геологической истории платформ они представляют стадии наиболее мощной деструкции земной коры в эпохи активизации и рифтогенеза (поздний протерозой, средний — поздний палеозой, мезозой — кайнозой).

Вулкано-плутонические пояса характерны для различных геологических обстановок древних платформ. В особенности они присущи пограничным зонам платформ, где сопряжены с краевыми структурными швами. Во внутренних частях платформ вулкано-плутонические пояса трассируют глубинные разломы. В общей схеме пояса они имеют двухъярусное строение. Их фундамент сложен разнообразными складчатыми и кристаллическими комплексами платформ или гетерогенными блоками областей обрамления. Верхний ярус представляет собой собственно вулкано-плутоническое образование, состоящее из нескольких формаций вулканических и плутонических пород и континентальных моласс. Особенностью этого яруса является тесная пространственно-временная связь вулканитов и интрузивных пород, позволяющая объединить их в единые вулкано-плутонические ассоциации. Общая структура континентальных поясов имеет антиклинорный (сводово-блоковый) облик и характеризуется геодинамическими условиями растяжения и проницаемости, обеспечивающими возможности магматической активности и восходящей миграции флюидных потоков и эманацій с привнесом и концентрацией рудных элементов. Указанные особенности поясов обуславливаются их общей повышен-

ной жесткостью, обязанной большим объемам магматических масс и устойчивому характеру складчатых (брахиформных) и разрывных деформаций.

Рудно-геохимические особенности континентальных вулканических поясов и вулканотектонических структур определяются генетическими связями с коровыми, промежуточными (комбинированными) и мантийными источниками рудного вещества. Существенная роль в составе магматических масс гранит-(аляскит)-липаритовых ассоциаций определяет общую литофильную и литофильно-халькофильную специализацию вулканических структур (F, Mo, Cu, Pb, Zn, Au, Sn, W, Sb и др.).

Структуры центрального типа представлены купольно-блоковыми сооружениями с массивами центрального типа в качестве ядерных элементов. Тектоническая позиция этих образований также определяется зонами влияния долгоживущих глубинных разломов, обычно ограничивающих крупные блоки фундамента.

Отдельные структуры центрального типа связаны преимущественно с узлами наибольшей проницаемости и располагаются в бортовых частях рифтовых систем или крупных грабенов. Для большинства этих структур отмечается весьма протяженный временной интервал развития, в течение которого фиксируются сравнительно кратковременные импульсы магматической активности, разделенные продолжительными амагматичными паузами. В результате проявляются контрастные сочетания полиформационных магматических построек, связанных с системами кольцевых, конических и радиальных разломов, куполовидными вздутиями и мозаикой разноориентированных блоков. Их формирование определяется активностью расплавов различных уровней генераций магм — от существенно мантийных, обогащенных летучими и щелочными соединениями, до гибридных и коровых (в периферических магматических очагах). В сравнительно ограниченных объемах массивов центрального типа сочетаются типично интрузивные, эффузивные, дайковые и пирокластические образования ультрабазитов, базитов, щелочных и кислых пород. Наиболее характерными формациями являются ультраосновная — щелочная (карбонатитовая) и габбро-сиенитовая — производные мантийных очагов, нефелин-сиенитовая, щелочно-гранитовая и гранитовая — гранодиоритовая — коровые образования. Динамика формирования структур центрального типа обусловлена развитием глубинных разломов, активностью и высокой внутренней энергией магматических очагов [7].

Особым примером локальных вулканотектонических структур центрального типа служат взрывные кимберлитовые и базальтовые трубки взрыва, возникшие в условиях глубокого проникновения (от 3—5 до 10 км) разломов до газонасыщенных магматических очагов. Характерными чертами этих образований являются их вертикальная трубообразная форма и

брекчиевый состав выполнения (Сибирская, Африканская платформы). Особенности динамики и строения центральных структур в целом указывают на различную глубину их распространения. Длительное развитие этих структур обуславливает совмещение на одном уровне ассоциаций магматических формаций с различной металлогенической специализацией, составляющих вещественную основу рудных полей комплексных магматических и постмагматических месторождений (P, Zr, Cu, F, Fe, Nb, Au, Ta и др.).

Рассмотренные особенности строения активизированных областей древних платформ указывают, что структурно-вещественный тип активизированных платформ определяется профилирующей геологической структурой с характерным набором структурно-вещественных комплексов, находящихся в закономерных связях с коровой или мантийной оболочками Земли (см. таблицу). Рудно-геохимический тип активизированных областей прямо зависит от вещественного состава и геохимической специализации всего объема присущих региональным структурам формационных комплексов, а также от типа источника рудного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г. М., Рудник В. А., Терентьев В. М. Зональность формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970, с. 261—274.
2. Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 1, с. 1—26.
3. Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1978, с. 87—107.
4. Ицксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 121—135.
5. Казанский В. И., Терентьев В. М. Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 1, с. 3—16.
6. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. Изд. 2-е. М., Недра, 1977. 174 с.
7. Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10, с. 15—23.
8. Терентьев В. М. Типы активизированных структур области обрамления Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 207, с. 76—86.
9. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 1, 2. М., Наука. Т. 1—1963, 622 с.; т. 2—1964, 720 с.
10. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.
11. Эндогенное оруденение древних щитов/Под ред. В. И. Казанского. М., Наука, 1978. 200 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Основы металлогении платформ заложены в СССР в работах Ю. Г. Старицкого, Н. С. Малича, А. И. Семенова, Е. Т. Шаталова и других исследователей, а принципы металлогенического анализа разработаны Ю. Г. Старицким, в основном на примере изучения древних платформ [9]. Молодые, эпипалеозойские платформы как самостоятельный объект металлогенического анализа в последние десятилетия изучаются с большой интенсивностью в связи с проблемами поисков железа, марганца, бокситов, нефти, газа и других полезных ископаемых. Одно из первых обобщений закономерностей размещения полезных ископаемых на эпипалеозойских платформах сделано Г. В. Грушевым, П. Ф. Ли, Б. М. Михайловым и др. в 1968 г. [1].

Принципы металлогенического анализа молодых платформ являются основным содержанием настоящей статьи. Предлагаемые принципы развивают идеи Ю. А. Билибина о комплексном изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в пределах крупных геологических структур [8]. Изученность молодых платформ различна и неравномерна.

Эпипалеозойские платформы заложены на гетерогенном фундаменте, который состоит из крупных глыб и складчатых структур различного возраста, сформированных герцинской, каледонской и более древней складчатостью и процессами тектоно-магматической активизации. В фундаменте молодых платформ развиты различные генетические типы месторождений Fe, Mn, Pb, Zn, Au, других металлов. Широким развитием пользуются интрузивные породы (главным образом гранитоиды) с повышенным содержанием различных элементов (V, Mo и др.). В отдельных районах встречаются коры выветривания.

Осадочный чехол молодых платформ по структурным особенностям существенно отличается в пределах отдельных плит. В целом чехол Западно-Сибирской плиты характеризуется относительно более простым строением, чем чехол Скифско-Туранской плиты. По характеру соотношения молодых плит с примыкающими складчатыми и блоковыми сооружениями можно выделить два типа границ — пассивные и активизированные. К пассивным границам относится, например, контакт Западно-Сибирской плиты с молодым поднятием на месте складчатой системы Урала, к активизированным — граница Скифско-Туранской плиты с неоген-четвертичным Тянь-Шаньским орогеном и Средиземноморской складчатой системой.

Принципиально новым подходом к структурному районированию молодых платформ по площади являются представления

Г. В. Грушевого и Е. А. Головина о большом влиянии прилегающих молодых орогенных областей (областей активизации) на формирование структур чехла молодых платформ. По интенсивности блоковых движений в краевой части платформы, примыкающей к высокоамплитудному орогену, выделяется область (шириной 100—200 км) малоамплитудного орогена с суммарной амплитудой вертикальных блоковых перемещений 500—2000 м, которая сменяется к центральным частям платформы областью проявления слабых неотектонических движений (200—500 м). Тем самым показана тесная связь и взаимообусловленность крупных геологических структур и, в частности, воздействие неоген-четвертичных областей тектонической и тектоно-магматической активизации на прилегающие части молодых платформ. Выдвинутый принцип структурного районирования чехла молодых платформ, и в первую очередь их активизированных краевых частей, использован при формационном, гидрогеологическом и металлогеническом районировании рассматриваемых территорий.

Помимо упомянутых двух типов границ следует выделить еще границу между плитами и областью «молодого щита». Последняя выступает во второй половине фанерозоя как часть молодой платформы, почти полностью лишенная верхнего структурного этажа [7].

Осадочный чехол молодых платформ большинством исследователей подразделяется на три структурных этажа — нижний (T_3 — J_2), средний (J_3 — P_3^1) и верхний (P_3^2 — Q), которые прослеживаются с небольшими вариациями в пределах всех макроструктур.

Нижний этаж распространен повсеместно. Он соответствует по возрасту мезозойской активизации, проявленной в восточных районах (Забайкалье, МНР) и в ряде районов в обрамлении «молодого щита». Юрские угленосные формации выполняют эрозионно-тектонические впадины и депрессии. В западных и центральных частях Скифско-Туранской плиты и на большей части Западно-Сибирской нижний структурный этаж сложен континентальными и в меньшей степени морскими терригенными и карбонатными формациями.

Средний этаж отражает период наибольшей стабилизации платформенных областей и преимущественное развитие морских терригенных формаций. Важно подчеркнуть, что на большей части молодых платформ отложения этого структурного этажа формировались преимущественно в условиях гумидного типа литогенеза и обогащены сингенетическим органическим веществом (углями, углефицированными остатками растений). Лишь в обрамлении «молодого щита» и палеоподнятий на месте современного орогена в меловом периоде формировались континентальные пестроцветные формации.

Гидрогеологическое районирование территории молодых платформ осуществлялось неоднократно с использованием различных принципов и методов. Наибольшее распространение получил структурно-гидрогеологический метод, основы которого были заложены М. М. Василевским и развиты Н. И. Толстихиным и И. К. Зайцевым. В одной из работ, посвященных принципам гидрогеологического районирования и типизации гидрогеологических структур, И. К. Зайцев [4] подчеркивает, что основные типы гидрогеологических структур — артезианские бассейны и гидрогеологические массивы выделяются по признаку господствующего распространения типов и классов скоплений подземных вод, которые объединяются в два основных типа — пластовые и трещинно-жильные.

В соответствии с таким подходом на территории молодых платформ выделяются группы артезианских бассейнов первого, второго и высших порядков, приуроченные к разного рода впадинам, заключающим пластовые скопления подземных вод. Очевидно, что такой подход, наиболее обоснованный для решения общих гидрогеологических задач, при изучении вопросов металлогении молодых платформ оказывается недостаточно эффективным. Учитывая, что ведущее значение при гидрогеологическом районировании для целей металлогенического анализа (в частности, на экзогенное эпигенетическое оруденение, сформированное в неоген-четвертичную эпоху) имеет положение артезианских бассейнов в главнейших тектонических структурах молодых платформ и сопредельных орогенных областей, целесообразно выделять наиболее крупные гидрогеологические подразделения. Выделенным подразделениям свойственны вполне определенные гидрогеологические условия, характеризующие общую направленность эпигенетических процессов, катагенетическое преобразование водовмещающих пород и образование эпигенетических аккумуляций ряда химических элементов, связанных с деятельностью подземных вод. Эти подразделения следующие:

1. Артезианские бассейны внешнего пояса новейшей орогенной области. Для проницаемых горизонтов этих бассейнов характерен инфильтрационный гидродинамический режим, а для мощных водоупорных толщ (2—3 км и более) — восходящий, эксфильтрационный. Водоупорные толщи заключают скопления седиментогенных (инфильтрационно-седиментогенных, седиментогенно-инфильтрационных) вод.

2. Артезианские бассейны суборогенного пояса. В составе этой группы гидрогеологических структур могут быть выделены два типа, пластовым горизонтом мезозойско-кайнозойского чехла которых свойствен исключительно инфильтрационный (промывной) гидродинамический режим, развивающийся, как правило, унаследованно от начала новейшей активизации до настоящего времени.

Активный инфильтрационный водообмен в артезианских бассейнах суборогенного пояса обусловлен наличием многочисленных очагов открытой и скрытой разгрузки подземных вод. Образование таких очагов разгрузки является одним из важнейших проявлений «суборогенного» тектогенеза, определяющих главные особенности динамики пластовых вод артезианских бассейнов.

Для структур первого типа характерно наличие систем гидрогеологических массивов и межгорных малых артезианских бассейнов. Такие структуры следует рассматривать как переходные от гидрогеологических складчатых областей к артезианским. Этим структурам свойственна отчетливая гидравлическая связь трещинно-жильных вод фундамента и осадочного чехла артезианских бассейнов. Каналы гидравлической связи пластовых водоносных горизонтов и зон трещиноватости фиксируются тепловыми аномалиями с гидрогеотермическими градиентами до $10-15^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и более.

Второй тип структур представлен сложными артезианскими бассейнами, объединяющими бассейны второго порядка, гидравлически связанные по латерали и приуроченные к пологим асимметричным глубоким (до 1000 м и более) впадинам. Для структур этого типа, так же как и для первого, характерна интенсивная блоковая тектоника, но гидравлическая связь осадочного чехла и фундамента артезианских бассейнов наиболее отчетливо проявлена лишь в непосредственном обрамлении гидрогеологических массивов, вблизи главных очагов питания и создания напора пластовых вод. Интенсивность гидравлической связи между горизонтами пластовых вод снижается по мере удаления от горного обрамления сложных артезианских бассейнов.

В артезианских бассейнах суборогенного пояса, в отличие от других групп гидрогеологических структур молодых платформ, кислородсодержащие воды распространены на огромной площади общей протяженностью до 100—150 км и более от подножия горных сооружений — областей питания в глубь артезианских бассейнов. Они локализируются в пластовых горизонтах, сложенных красноцветными и маложелезистыми пестроцветными образованиями. Граница распространения кислородсодержащих вод контролирует размещение экзогенного эпигенетического оруденения [11].

3. Малые артезианские бассейны межгорного и внутригорного типов в пределах «молодых щитов». Для пластовых горизонтов таких бассейнов характерен, как правило, инфильтрационный режим. Последний более интенсивен в области «щита», испытывающей непосредственное влияние орогена.

4. Артезианские бассейны в обрамлении альпийской постгеосинклинальной орогенической области. В динамике погруженных пластовых горизонтов этих бассейнов важное значение

имеет восходящий гидродинамический режим. Такие бассейны заключают скопления металлоносных вод, которые выделяются в качестве современных гидротермальных растворов.

5. Артезианские бассейны территории собственно молодых плит, удаленных от орогенических областей разного типа и «щита». В пластовых горизонтах таких бассейнов преимущественным распространением пользуются подземные воды седиментогенного происхождения. Интенсивно проявлено отжатие поровых растворов из водоупорных глинистых толщ. В благоприятных условиях развиваются эксфильтрационные процессы. В этих бассейнах могут сохраняться скопления жидких и газообразных углеводородов.

Кислородсодержащие напорные воды, проникая в проницаемые отложения чехла молодых платформ, формируют характерную эпигенетическую окислительную зональность, контролирующую размещение скоплений таких элементов, как Se, Mo, Re и др.

Во всех трех структурных этажах молодых платформ сосредоточены месторождения полезных ископаемых различных генетических типов, которые в целом подчиняются двум главным процессам — осадочному (сингенетическому + диагенетическому) и инфильтрационному (эпигенетическому).

Месторождения железа (оолитовых бурых железняков), марганца, титаномагнетитовых россыпей, фосфоритов, бокситов, бурых углей и каменной соли подчиняются в основном литолого-фациальным, палеогеографическим и структурным особенностям (региональные перерывы и т. д.). Многие месторождения полезных ископаемых (бокситы, железо, марганец) тяготеют к началу крупных циклов осадконакопления, соответствующих первой стадии формирования структурных этажей, и контролируются краевыми частями соответствующих палеобассейнов (за исключением месторождений каменной соли). Тесная связь с источником материала для формирования рудной триады (Al, Fe, Mn) с континента и тот факт, что только гумидные условия обеспечивают достаточную подвижность этих элементов в коре выветривания (которая обычно служит их источником), позволили Н. М. Страхову сформулировать положение о строгой приуроченности рудных скоплений Al, Fe и Mn к гумидным зонам [10].

Бокситы, по данным Б. М. Михайлова [6], формировались, очевидно, в карстах, элювиальных, делювиальных, аллювиальных и прибрежно-морских отложениях, но сохранились они в основном в породах прибрежно-морского генезиса и в карстах.

К отложениям двух нижних структурных этажей, а в отдельных случаях и верхнего приурочены скопления нефти и газа, которые формируют в СССР нефтегазоносные провинции (Западно-Сибирскую и др.), причем для многих провинций ха-

рактен самый молодой (до неогена включительно) возраст скоплений нефти и газа.

Скопления урановых руд в отложениях платформенного чехла возникают на стадиях сингенеза (+диагенез) и эпигенеза и делятся на две группы: син- и диагенетические и инфильтрационные, контролируемые окислительной эпигенетической зональностью.

В верхнем структурном этаже распространены сингенетические органогенно-фосфатные залежи костных остатков рыб, обогащенные фосфором, сульфидной серой, редкими землями и ураном. Кроме того, во всех трех структурных этажах отмечены скопления урана диагенетического происхождения, тяготеющие к палеодолинам мезозойского и кайнозойского возраста.

Инфильтрационные (U, Se и Mo) месторождения локализуются преимущественно в двух нижних структурных этажах и подчиняются совершенно иным закономерностям по сравнению с месторождениями Fe, Mn и Al и осадочно-диагенетическими месторождениями U. Эти месторождения приурочены к области распространения малоамплитудного орогена и к прилегающим участкам слабо активизированной платформы, тяготеют преимущественно к высоким и реже к низким бортам артезианских бассейнов. Они локализуются в проницаемых серо- и пестроцветных отложениях, обогащенных син- или эпигенетическими восстановителями, часто секут границы фациальных зон и обнаруживают четкий контроль границей выклинивания зоны пластового окисления. Основным фактором образования инфильтрационных урановых месторождений является взаимодействие между пластовыми кислородными урансодержащими (окислительными) водами и сероцветными (восстановленными) породами. Это взаимодействие приводит к изменению минералого-геохимического облика пород, выражающемуся в образовании желтых и красновато-бурых зон пластового окисления, на выклинивании которых на комплексном геохимическом барьере Eh—pH формируется урановое оруденение. Положение рудных залежей на границе зон пластового окисления является ведущим поисковым критерием на инфильтрационный тип уранового оруденения как в СССР, так и за рубежом. Промышленное оруденение формируется лишь при наложении окислительных эпигенетических изменений на первично или вторично восстановленные породы [2, 12].

Из всего сказанного следует важный вывод о том, что инфильтрационные месторождения, хотя и локализуются в чехле молодых платформ, «генерируются» прилегающей областью тектонической постплатформенной активизации.

Помимо инфильтрационного оруденения, связанного с зонами пластового окисления, в угленосных отложениях нижнего структурного этажа широко проявлено эпигенетическое урано-

вое оруденение, контролируемое зонами грунтового окисления, которое позже перераспределено более молодыми зонами пластового окисления. Возраст инфильтрационного оруденения преимущественно неоген-четвертичный, но начало рудообразующих процессов в угленосных отложениях датируется поздней юрой — ранним мелом.

Ведущую роль в локализации урана в экзогенных условиях играет органическое вещество сапропелевого, угольного и нефтяного ряда. Оно создает благоприятную среду на всех стадиях формирования уранового оруденения — син- и диагенетической, а также при развитии эпигенетических процессов. Следует подчеркнуть при этом, что в формировании ведущих типов урановых месторождений присутствие органического вещества является обязательным, но не единственным условием их образования.

По характеру органического вещества можно выделить пять типов геологических обстановок, благоприятных для накопления урана: 1) черные сапропелевые сланцы; 2) угли и торфяники; 3) породы с рассеянным углефицированным детритом; 4) породы с диффузными битумами; 5) породы с концентрированными битумами. Для первого типа характерны диагенетические концентрации, которые в результате метаморфогенного либо термального перераспределения дают промышленные скопления металла. Со вторым и третьим типами связаны как диагенетические, так и эпигенетические концентрации, с двумя последними — только эпигенетические.

Между ураном и его концентратором — органическим веществом существуют сложные взаимоотношения. Наиболее четкая прямая корреляционная зависимость между ними характерна для диагенетических аккумуляций (черные сланцы и глины) в связи со стабильным и длительным накоплением урана в бассейнах седиментации.

Эпигенетические руды отличаются сложными взаимоотношениями в системе $U-C_{орг}$. Обычно при высоком содержании органического вещества в породе между ними наблюдается прямая корреляционная связь.

Локализация урана органическим веществом осуществляется в результате процессов двух типов, развивающихся одновременно: 1) создание благоприятной среды в результате микробиологических реакций, сопровождающихся образованием сероводорода и водорода — активных осадителей урана; 2) непосредственная аккумуляция урана органическим веществом.

Многие годы считалось, что в чехле молодых платформ гидротермальные, восходящие рудообразующие процессы не проявлялись. Обнаружение на п-ове Челекен, в Гаурдакской структуре и в других районах СССР и зарубежных стран термальных рассолов с высокими концентрациями тяжелых металлов (Pb и Zn) заставляет пересмотреть устоявшиеся взгляды. На

примере Челекенской структуры, генетически не связанной с вулканическими и магматическими процессами, по представлениям В. И. Дворова [3], можно видеть проявление экзогенного рудообразующего процесса, связанного с мобилизацией рудных компонентов непосредственно из рудовмещающих терригенных пород термальными водами с последующей их концентрацией на сероводородном барьере в пределах длительно существующего очага разгрузки. По данным Л. М. Лебедева [5], с начала эксплуатации скважин на Челекене термальные растворы вынесли (т): Pb — 10 000, Cu — более 700, Zn — более 1000, Cd — более 500, Sr — более 130 000. Приведенный пример минералообразования, связанного с деятельностью металлоносных растворов, заставляет обращать на них серьезное внимание.

Сопоставление металлогенических особенностей чехлов древних и молодых платформ показывает, что, несмотря на черты сходства в истории геологического развития, они существенно отличаются по своей минерагении. На молодых и древних платформах можно проследить три этапа развития (по Ю. Г. Старицкому): 1) континентальный режим осадконакопления и формирование осадков в локальных впадинах (формирование первого этажа); 2) медленное опускание с формированием осадков эпиконтинентальных морских бассейнов (формирование второго этажа); 3) резкая дифференциация движений под воздействием процессов тектоно-магматической активизации (формирование третьего этажа).

Отличие чехла молодых платформ от чехла древних заключается в меньшем количестве карбонатных отложений в разрезе, широком проявлении моласс и молассоидов, слабой литификации осадков, отсутствии магматизма, широком проявлении инфильтрационных режимов в приорогенных артезианских бассейнах с развитием кислородных вод, региональном развитии процессов эпигенетической окислительной зональности. Для чехла древних платформ ведущими являются эндогенные месторождения Fe, Ti, Cu, Ni, Co, Pt, алмазов, исландского шпата, графита, слюды, урано-битумные месторождения, подчиняющиеся восстановительной эпигенетической зональности, а также осадочные месторождения Fe, Mn, Cu, фосфоритов, бокситов, каменного угля. Для чехла молодых платформ характерны осадочные месторождения Fe и Mn, титаномагнетитовые россыпи, фосфориты, бокситы, каменная соль, бурые угли, инфильтрационные месторождения Se, Mo и др. К чехлу древних и молодых платформ приурочены крупные скопления нефти и газа, которые на древних платформах сопровождаются обширными полями твердых битумов, содержащих нередко повышенные количества V, Ni, Co.

Таким образом, в основу металлогенического анализа чехла молодых платформ должны быть положены представления о наличии двух групп месторождений — сингенетической и

экзогенной эпигенетической, каждая из которых характеризуется своим набором поисковых критериев и требует различного подхода при анализе. Для сингенетических месторождений Fe, Mn, U и др. ведущим методом при прогнозировании и поисках считается составление прогнозных карт на основе литолого-фациальных и фациально-палеогеографических карт. Для инфильтрационных месторождений основным инструментом при прогнозировании и металлогеническом анализе являются погоризонтные карты рудоконтролирующих эпигенетических изменений, составленные на литолого-фациальной основе, совместно с гидрогеологическими и другими специальными картами.

Целесообразно более подробно охарактеризовать роль экзогенных эпигенетических процессов при металлогеническом анализе. Под эпигенетическими изменениями следует понимать минеральные новообразования, возникающие в осадочных породах под воздействием просачивающихся напорных (или грунтовых) вод. Процессы эпигенетических преобразований охватывают значительные по объему комплексы осадочных пород (десятки, реже сотни километров по протяженности и десятки — сотни метров по мощности). Среди многообразных проявлений инфильтрационной деятельности в чехле молодых платформ наибольший интерес представляют процессы формирования региональных и локальных зон-пластового окисления пород.

Распространение инфильтрационных месторождений, приуроченных к области выклинивания эпигенетически измененных окисленных пород, практически на всех континентах свидетельствует о новой универсальной металлогенической закономерности, проявленной в кайнозойскую и в меньшей степени в мезозойскую эпоху тектоно-магматической активизации. Возможность формирования подобных месторождений в более древние эпохи фанерозоя не может полностью исключаться. При прогнозировании палеоинфильтрационных месторождений существенное значение имеет выяснение условий, благоприятных для сохранности скоплений металлов (U, Se, Mo), которые могут переходить в неустойчивое состояние при изменении физико-химических условий на подвижном геохимическом барьере. В связи с высокой подвижностью урановых соединений в роллах сохранность рудных скоплений палеоэпигенетических месторождений, сформированных в течение фанерозоя, будет определяться рядом благоприятных условий — устойчивостью связей с органическим веществом (урано-битумные руды), степенью проницаемости пород (чем ниже степень проницаемости, тем больше возможности для сохранности оруденения) и другими факторами. Ограниченное распространение палеоинфильтрационных месторождений в разрезе фанерозоя не может свидетельствовать в пользу представлений о том, что в прошлые геологические эпохи таковые не формировались. По этой причине предположение об усложнении генетических типов урановых

месторождений в ходе геологической истории фанерозоя должно приниматься с известной осторожностью.

Помимо рудоконтролирующих окислительных эпигенетических изменений, сформированных нисходящими напорными водами, в осадочных породах чехла древних и молодых платформ и межгорных впадин широко проявлены эпигенетические изменения восстановительной направленности, сформированные восходящими бескислородными, нередко термальными водами. Такие изменения контролируют размещение концентраций Cu, V, U и других металлов, например, при образовании стратиформных месторождений на плато Колорадо (США). Масштабы и параметры эпигенетических изменений восстановительной направленности, как правило, только в 2—3 раза превышают размеры рудных залежей, резко уступая в размерах зонам пластового окисления.

Принципиальным научным выводом, полученным при изучении металлогении чехла молодых платформ, является установление важной роли экзогенных эпигенетических процессов (наряду с осадочными, метаморфогенными и метасоматическими процессами), обусловленных деятельностью инфильтрационных вод. С этими процессами связано формирование промышленных скоплений металлов в проницаемых отложениях депрессионных структур континентальных блоков земной коры. Процесс экзогенного эпигенетического преобразования и мобилизации рудных элементов регионален, он проявляется на всех континентах и должен шире учитываться при металлогеническом анализе на месторождения таких металлов, как Cu, Pb, Zn.

Молодой возраст инфильтрационных месторождений позволяет изучать механизм рудообразующих процессов, моделировать эти процессы и переносить полученные закономерности вниз по геохронологической шкале в пределах фанерозоя.

Создание основ теории образования экзогенных эпигенетических месторождений и выяснение закономерностей их пространственного размещения — большой вклад советских ученых в дальнейшую разработку теории металлогенического анализа в пределах крупных геологических блоков — молодых платформ, которые до последнего времени недостаточно вовлекались в рассмотрение при анализе континентальных участков земной коры.

Основными направлениями дальнейших исследований являются:

1. Совершенствование принципов металлогенического анализа и методов составления прогнозно-металлогенических карт для чехла и фундамента молодых платформ с целью выделения новых металлогенических зон и перспективных районов.
2. Сопоставление металлогенических особенностей молодых платформ в пределах различных континентальных блоков с

целью выделения благоприятных обстановок для локализации новых типов месторождений полезных ископаемых.

3. Дальнейшее изучение механизма рудообразующих процессов, проявленных в современную эпоху и поэтому легкодоступных для непосредственного изучения и воспроизведения, для выяснения условий образования древних месторождений фанерозойской эпохи, сформированных в близкой геологоструктурной обстановке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение СССР. Т. 4. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на территории СССР/А. И. Семенов, А. Д. Щеглов, Т. В. Билибина и др. М., Недра, 1968, с. 200—214.

2. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования/А. И. Перельман, С. Г. Батулиц, Г. В. Грушевой и др. М., Атомиздат, 1980, с. 112—134.

3. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М., Наука, 1975. 178 с.

4. Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования и типизации гидрогеологических структур.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1974, т. 229, с. 5—9.

5. Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М., Недра, 1975. 94 с.

6. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977. 158 с.

7. Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.

8. Современные направления в металлогении (развитие идей Ю. А. Билибина)/Т. В. Билибина, Г. В. Грушевой, Е. В. Плюшев и др.—Сов. геология, 1983, № 10, с. 77—89.

9. Старицкий Ю. Г. Основные проблемы металлогении платформ.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, т. 191, с. 23—39.

10. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 141—224.

11. Шор Г. М., Трофимук И. П., Комарова Н. И. Кислородные воды и геохимические окислительные процессы на окраинах молодых и древних платформ.—В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания по подземным водам Востока СССР. Ч. 2. Иркутск, Изд-во АН СССР, 1982, с. 44—46.

12. Экзогенные эпигенетические месторождения урана/А. И. Перельман, С. Г. Батулиц, Е. А. Головин и др. М., Атомиздат, 1965. 323 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разноплановые статьи сборника отражают различные специализированные направления в металлогении и построены на обширном фактическом материале, собранном за многие годы исследований. Такая насыщенность конкретным, часто новейшим материалом определяет практическую значимость работ и степень внедрения их в практику. В общей схеме внедрение основных результатов исследований, изложенных в сборнике, имеет теоретическую и методическую направленность.

Теоретические обобщения включают:

1. Развитие общих естественноисторических и диалектических концепций Ю. А. Билибина в металлогении, которые послужили основой для историко-геологических построений в различных отраслях геологии (например, в формационном анализе и в учении о закономерностях размещения полезных ископаемых в земной коре).

2. Конкретное преломление основных законов металлогении, установленных Ю. А. Билибиным, что позволило внести некоторые уточнения в учение об эволюции земной коры и в региональную металлогению. Это выразилось в новых разработках проблемы металлогенических эпох и провинций для древнейших и новейших этапов эволюции литосферы. Важное значение имеет установление характера связей между тектоникой и металлогенией, особенно при использовании категории рудоносных структур в условиях блоковой тектоники. Эти виды исследований позволяют уточнить закономерности размещения полезных ископаемых.

Методические разработки заключаются в следующем:

1. Совершенствование информации, полученной при составлении металлогенических и прогнозных карт и сопутствующих им комплектов. В них целенаправленно проанализированы данные геохимических, геофизических, литолого-фациальных и многих других исследований, сопоставимые и соизмеримые результаты которых повышают точность прогнозов. Опыт составления комплектов карт был широко использован в Советском Союзе и за рубежом.

2. Внедрение в металлогению исследований глубинного и объемного характера, которые завершаются составлением объемных моделей рудных районов, исключительно эффективных при поисковых и разведочных работах. Эти работы являются пока дорогостоящими, поскольку требуют больших объемов бурения. Однако дальнейшие разработки в этой области с применением ЭВМ позволят создать достоверные интерполяции на основании точных методов без широкого применения бурения.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Т. В. Билибина, А. А. Смыслов, В. М. Терентьев.</i> Эволюция металлогении (развитие идей Ю. А. Билибина)	4
<i>Л. И. Красный.</i> Минерагенические аспекты блоковой тектоники Земли	15
<i>Ю. А. Арапов.</i> Особенности металлогении урана западной части Средиземноморского пояса (Центральная и Западная Европа)	24
<i>Е. К. Станкевич.</i> Типы рядов гранитоидных формаций и их связь с эволюцией континентальной коры (на примере Средиземноморского подвижного пояса)	35
<i>Г. А. Шатков.</i> Металлогеническая зональность как результат цикличности развития литосферы	43
<i>Н. С. Малич, Е. В. Туганова.</i> К металлогении платформ	55
<i>Т. В. Билибина, В. К. Титов.</i> Комплекс металлогенических исследований докембрия	66
<i>В. М. Терентьев.</i> Ведущие типы рудоносных геологических структур активизированных древних платформ	77
<i>Г. В. Грушевой, И. С. Оношко, Г. М. Шор.</i> Металлогения чехла молодых платформ	89
Заключение	100

КОМПЛЕКСНЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ГЕОСТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сборник научных трудов

Редактор *В. А. Митракова*
Технический редактор *А. А. Иванова*
Корректор *Л. В. Белова*

Сдано в набор 24.06.1986 г. Подп. к печати 08.12.1986 г. М-28754.
Формат бумаги 60×90^{1/16}. Печ. л. 6^{1/2}+1 вкл. Уч.-изд. л. 6,42. Тираж 400 экз.
Заказ 1090. Цена 1 р. 10 к.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Эволюция металлогении (развитие идей Ю. А. Билибина). Билибина Т. В., Смыслов А. А., Терентьев В. М.— В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 4—15.

Металлогеническое направление в изучении полезных ископаемых, созданное в Советском Союзе трудами Ю. А. Билибина, рассмотрено в его историческом развитии. Особое внимание уделено главнейшим научным положениям и видам исследований (металлогеническая картография, комплексность и анализ связи геологических явлений). Отмечено, что эти отправные положения послужили основой для дальнейшего развития региональной металлогении и создания новых направлений, таких, как региональный геохимический анализ, геохимические методы поисков и оценка роли глубинных факторов в металлогении на основе использования данных о глубинном строении земной коры. Приведены выводы о положении блоков в земной коре и о главных типах геологических явлений.

Табл. 1, список лит. 15 назв.

УДК 553.078 : 551.24

Минерагенические аспекты блоковой тектоники Земли. Красный Л. И.— В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 15—23.

Особенности минерагении геоблоков, межгеоблоковых структур и коромантийных объемных неоднородностей более высокого порядка рассматриваются как результат всей совокупности физико-химических процессов, приводящих к устойчивым глубинным минералого-петрологическим ассоциациям в пределах определенных «комплексированных геополей» и зон их взаимодействия. Делиматость континентов, транзиталей и океанов увязывается с планетарным процессом умеренного избирательного расширения Земли, ограниченным спредингом и глубинным мантийным перемещением масс.

Ил. 2, список лит. 12 назв.

УДК 553.495.078(4)

Особенности металлогении урана западной части Средиземноморского пояса (Центральная и Западная Европа). Арапов Ю. А.— В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 24—35.

Дана краткая характеристика основных типов урановых месторождений в докембрийско-палеозойском фундаменте и платформенном чехле варисской и альпийской частей Средиземноморского пояса. Месторождения классифицированы по типовым признакам, генетическим особенностям и геологическим условиям образования. Рассмотренные структуры и месторождения сопоставлены с зонами минерализации западноевропейского типа (по Ю. А. Билибину). Приведены соображения об эволюции уранового оруденения во времени.

Список лит. 16 назв.

УДК 551.26 : 552.321.1/3

Типы рядов гранитоидных формаций и их связь с эволюцией континентальной коры (на примере Средиземноморского подвижного пояса). Станкевич Е. К.— В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 35—43.

Гранитоидные формации принадлежат к салическому и мафическо-салическому семействам. Их проявление обусловлено инверсионным и орогенным режимами развития геосинклиналино-складчатых областей и срединных мас-

сивов. Для этих семейств характерны свои типы временных рядов гранитоидных формаций. Получают развитие также смешанные типы временных рядов двух семейств. Устанавливается прямая корреляция между типом временного ряда гранитоидных формаций и типом строения континентальной коры. В истории Средиземноморского подвижного пояса выделяются два полярных типа эндогенных геодинамических процессов эволюции коры, индикаторами которых служат гранитоидные формации и их временные ряды. Установлены конструктивный и деструктивный типы развития коры.

Ил. 1, табл. 1, список лит. 8 назв.

УДК 553.078 : 551.14

Металлогеническая зональность как результат цикличности развития литосферы. Шатков Г. А.— В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 43—55.

Формирование региональной металлогенической зональности в общем виде связано с процессами эволюции верхних оболочек Земли. При этом заслуживают внимания не только процессы образования литосферы континентального типа (геосинклинальное развитие, эпигеосинклинальный орогенез и т. д.), но и разнообразные процессы ее последующего преобразования, в том числе ее деструкция. Показаны типовые обстановки деструкции гранитно-метаморфического слоя и литосферы в целом. С целью сжатого изложения описательной информации и наглядного показа основных тенденций развития литосферы предложена графическая модель. Сделана попытка увязать различные пути эволюции литосферы с региональными геохимическими и металлогеническими явлениями. Выделены соответствующие ряды рудных формаций, в том числе связанные с процессами деструкции литосферы.

Ил. 1, список лит. 15 назв.

УДК 553.078

К металлогении платформ. Малич Н. С., Туганова Е. В.— В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 55—65.

Рассмотрена эволюция представлений о металлогении платформ и основные принципы ее изучения. Важнейшим методом является палеометаллогенический, базирующийся на синтезе структурно-формационного и палеотектонического методов. Отмечается важность изучения строения глубинных разделов земной коры и мантии. В пределах древних платформ по универсальности геологических процессов выделены три металлогенических геохрона — пермобильный, эоплатформенный и плитный, каждый из которых имеет специфические литогенез, магматизм, тектогенез и рудогенез. Кроме того, выделен мегахрон тектоно-магматической активизации, частично синхронный ряду этапов плитного мегахрона. Рассмотрен плитный мегахрон с характеризующими его металлогеническими циклами, этапами и стадиями, определяющимися рядами формаций, в том числе рудоносных и рудных. По составу рядов формаций различается около 30 видов структурно-металлогенических зон, объединенных в 5 генетических типов — хатакратонный, перикратонный, приорогенный, авлакогенный, филократонный, контролирующих различные эндогенные, стратиформные и экзогенные месторождения. С авлакогенными (рифтогенными) зонами связаны наиболее продуктивные магматические формации — оливинит-габбровая, ийолит-карбонатитовая, кимберлитовая, содержащие сульфидную никелево-медную, апатит-титаномagnetитовую, флогопитовую, алмазную и другие рудные формации. Подчеркивается металлогеническое значение мегаблоков земной коры, границы между которыми имели наибольшую эндогенную активность. Рассмотрены временные и пространственные закономерности распределения рудоносных и рудных формаций различного генезиса.

Список лит. 12 назв.

Комплекс металлогенических исследований докембрия. Библина Т. В., Титов В. К.—В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 66—76.

Рассмотрены основные направления совершенствования металлогенического анализа докембрийских областей — историко-геологические, пространственные и временные построения, которые в последние годы все шире применяются в практике прогнозных и поисковых работ. Результаты специализированных предметных исследований показали необходимость существенного совершенствования комплекса методов, используемых при изучении тектоники, глубинного строения, металлогенической зональности, при объемном геологическом картировании, моделировании и оценке рудоносности различного масштаба геологических структур докембрия.

Ил. 1, табл. 2, список лит. 13 назв.

УДК 553.078 : 551.24

Ведущие типы рудоносных геологических структур активизированных древних платформ. Терентьев В. М.—В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 77—88.

Рассмотрены структурно-вещественные и металлогенические особенности активизированных областей древних платформ с описанием ведущих типов свойственных им геологических структур, формационных комплексов и элементов рудно-геохимической специализации. Особое внимание уделено системам региональных глубинных разломов, авлакогенов, рифтов и грабенов, вулканоплутоническим поясам и структурам центрального типа. Дана их сравнительная характеристика в зависимости от типа и строения структуры, дифференциации вещества земной коры. Выделены ведущие геохимические и рудные ассоциации лито-, халько- и сидерофильных элементов.

Табл. 1, список лит. 11 назв.

УДК 553.078

Металлогения чехла молодых платформ. Грушевой Г. В., Оношко И. С., Шор Г. М.—В кн.: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986, с. 89—99.

Показано, что в осадочных отложениях чехла молодых платформ скопления металлов формируются в результате двух рудообразующих процессов — осадочного и эпигенетического (инфильтрационного). Последний обусловлен воздействием кислородных напорных вод в краевых приорогенных артезианских бассейнах на проницаемые отложения, обогащенные син- и эпигенетическими восстановителями. В результате возникает зона эпигенетически измененных пород (зона окисления), к границе выклинивания которой приурочены скопления ряда металлов (U, Se, Mo). Эпигенетический рудообразующий процесс имеет региональное распространение и должен учитываться при металлогеническом анализе крупных континентальных блоков земной коры.

Список лит. 12 назв.

1 р. 10 к.

5072