

— МЕТАЛЛОГЕНИЯ
УРАНА

КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
БЛОКОВ
ЗЕМНОЙ
КОРЫ



МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

3248



Металлогения урана континентальных блоков земной коры/Г. В. Афанасьев, С. В. Бузовкин, Б. Б. Голубев и др.—Л.: Недра, 1980.—256 с. (М-во геологии СССР).

В книге рассматриваются пространственные и временные закономерности формирования и размещения урановорудных провинций, областей и районов, анализируется связь между развитием генеральных структур континентов (щитов, платформ, подвижных областей) и возникновением урановорудных провинций с определенными формационными и генетическими типами месторождений. Изложены сведения об особенностях геотектонической позиции, геологического строения, геохимии, геохронологии, металлогении урана каждой группы провинций.

Разобраны вопросы взаимосвязи урановорудных и ураноносных геохимических провинций, выделены и охарактеризованы основные урановорудные эпохи, освещена эволюция рудообразующих процессов в ходе направленного развития сиалической оболочки Земли.

Книга рассчитана на геологов производственных и научных организаций, занятых прогнозированием, поисками и изучением рудных месторождений.

Табл. 7, ил. 38, список лит. 340 назв.

The spatial and time regularities of origination and distribution of the uranium—ore provinces, regions and areas are discussed in the book. The connection between the evolution of the general structures of continents (shields, platforms, mobile regions) and emergence of the uranium—ore provinces with the definite formation and genetic types of deposits is analyzed. A great deal of information about the peculiarities of the geotectonic position, geological structure, geochemistry, geochronology, metallogeny of uranium of each group of province is conveyed. The problems of interrelation of the uranium—ore and uraniumiferous geochemical provinces are discussed. The main uranium—ore epochs are determined. The evolution of the ore—forming processes in the course of the development of sial earth's mantle is covered.

The book is intended for the geologists of the industrial and scientific organizations engaged on forecasting, prospecting and study of ore deposits.

Авторы: Г. В. Афанасьев, С. В. Бузовкин, Б. Б. Голубев, К. А. Григорьев, Г. Б. Бузовкин, В. Е. Кудрявцев, В. М. Медведев, Г. В. Нехорошев, Ю. М. Шувалов.

Редактор Ю. М. ШУВАЛОВ

Важнейшей научной задачей прикладной геологии является анализ пространственно-временных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и выделение на основе этого перспективных для поисков и разведки минерального сырья геологических структур. Эта задача в последние десятилетия наиболее плодотворно решается в рамках регионального металлогенического анализа, научные основы которого были заложены в трудах Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, В. И. Смирнова и других.

Главным научным положением регионального металлогенического анализа является сформулированный Ю. А. Билибиным [1955 г.] принцип тесной взаимосвязи и взаимообусловленности формирования месторождений, процессов магматизма, седиментогенеза, тектоники и других геологических явлений.

Принцип взаимосвязи и взаимообусловленности рудогенеза и других геологических процессов сыграл исключительно важную роль при выделении потенциально рудоносных по геологическим данным структур, составлении прогнозно-металлогенических карт, в разработке критериев прогнозирования рудных месторождений, в том числе новых видов минерального сырья. В частности, использование регионального металлогенического анализа оказалось весьма плодотворным при изучении металлогении урана. В свою очередь интенсивное и комплексное изучение урановых месторождений в разных регионах мира дало интереснейший материал для развития и совершенствования основ регионального металлогенического анализа, познания металлогенических закономерностей формирования и размещения урановых и других месторождений.

Геологическое строение отдельных урановых месторождений, рудных полей и районов детально рассмотрено в многочисленных публикациях и обобщающих работах П. Я. Антропова, Ю. А. Арапова, В. И. Данчева, В. С. Домарева, В. И. Казанского, В. Н. Котляра, Н. П. Лаверова, Э. Хейнриха и многих других исследователей. Однако дальнейшие исследования советских и зарубежных геологов показали, что сравнительный анализ ураноносности крупных геологических структур на уровне урановорудных месторождений не позволяет с необходимой полнотой вскрыть закономерности уранового рудообразования в земной коре. В значительной степени этот недостаток обусловлен несопоставимостью иерархического уровня структурно-вещественных, тектонических и ме-

таллогенических подразделений и в силу этого новозможностью проведения сравнительного металлогенического анализа платформ, складчатых областей и других структур. В этой ситуации предпринимавшие попытки использовать при прогнозировании закономерности формирования и локализации, выработанные для отдельных урановорудных объектов, не всегда давали удовлетворительные результаты, поскольку критерии и факторы рудоконтроля, свойственные отдельным месторождениям, применялись при анализе металлогенических таксонов более крупного порядка.

Поставленная авторами задача изучения региональной металлогении урана континентальных блоков земной коры потребовала рассмотрения закономерностей формирования и размещения не только урановых месторождений, но и металлогенических провинций, рудных районов и узлов, разработки критериев и признаков их выделения. При этом на первый план выступают геотектоническая позиция провинций, характерные черты поведения урана в различных геологических структурах и в разные стадии их развития, относительное и абсолютное время проявления и длительность урановорудных и ураноносных эпох, специфика свойственных каждой эпохе рудоформирующих процессов, особенности формационных типов урановорудных месторождений и связь их со структурно-формационными комплексами.

Для решения этой задачи необходимо дальнейшее совершенствование научных основ мелкомасштабного металлогенического анализа на базе синтеза особенностей строения и развития главных урановорудных районов мира, последних достижений геологической науки (геотектоники, геохимии, геофизики и др.) и практики.

Рассмотренные в работе вопросы региональной металлогении урана позволили сформулировать критерии прогнозирования крупных потенциально рудоносных структур на уровне металлогенических провинций и рудных районов. Решение этих вопросов может быть полезным при изучении металлогении других рудных элементов (молибдена, золота, ванадия и др.), месторождения которых генетически или парагенетически связаны с урановыми.

Затронутые в работе проблемы эволюции уранового рудообразования в земной коре в значительной степени касаются общих аспектов эволюционного развития планеты, на определенных стадиях которого возникают и эволюционируют урановые месторождения и металлогенические провинции в тесной связи с направленным геотектоническим развитием, формированием органического мира, атмосферы и гидросферы.

В сборе фактического материала и его подготовке авторам помощь оказали М. В. Колесов, Л. Н. Щербаков, В. Л. Гольберг, В. К. Титов, А. М. Карпунин, Н. М. Радюкевич, О. В. Шакин, Н. П. Корнеева. Подготовка работы к печати способствовали М. В. Колесов, Л. А. Козюренко, Л. Ф. Жучкова, Н. И. Белокрылова. Всем им авторы выражают искреннюю благодарность.

ОБ ОСНОВНЫХ МОРФОСТРУКТУРНЫХ И СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ЭЛЕМЕНТАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Анализ размещения урановорудных месторождений (УРМ) в пределах континентов земного шара показывает, что большая часть месторождений сосредоточена на сравнительно ограниченных площадях и приурочена к определенным типам геотектонических структур. При этом в однотипных геотектонических структурах обычно локализуются близкие по генезису и формационной принадлежности группы УРМ.

Анализу закономерностей размещения месторождений урана в различных структурах земной коры посвящено большое количество работ. Однако далеко не во всех работах рассмотрена и выдержана соподчиненность металлогенических и тектонических подразделений, что, естественно, снижает достоверность устанавливаемых закономерностей. В связи с этим перед описанием особенностей размещения урановых месторождений в различных структурах земной коры авторы сочли необходимым рассмотреть иерархию основных структурных элементов литосферы, металлогенических подразделений и взаимосвязь между ними на основе вещественного анализа геологических тел (на уровне структурно-вещественных комплексов), вмещающих урановое оруденение.

Решение проблемы соотношения и связей между тектоническими и металлогеническими таксонами осложняется большой пестротой тектонической терминологии, используемой исследователями различных стран применительно к однотипным структурам, и большими различиями, заложенными в классификациях геологических объектов. Чтобы избежать геологического «провинциализма», порождаемого построениями на основе изучения ограниченных территорий, авторы максимально использовали материалы по всем континентам земного шара.

Переходя к характеристике основных тектонических элементов земной коры, используемых в работе, необходимо подчеркнуть, что вопросы тектонического районирования и выделения структурно-формационных комплексов (СФК), слагающих земную кору, решаются нами применительно к металлогении урана и могут быть использованы для рудных элементов литофильной группы. При рассмотрении металлогении некоторых других элементов (в частности, сидерофильных) должны учитываться и другие стороны геолого-тектонического развития Земли.

Важной особенностью работы является структурно-вещественный подход к построению классификаций тектонических и металлогенических таксонов, который выполнен на уровне структурно-формационных комплексов. С особой тщательностью рассмотрены структурно-формационные комплексы, образование которых связано с процессами верхнекоревой дифференциации вещества (осадконакоплением, гранитообразованием, ультраметаморфизмом и метасоматизмом), ответственными за формирование структур континентального типа.

Важность изучения и классификации верхнекоревых неотектонических структур, СФК и связанных с ними металлогенических структур общепризнанна, если учесть ярко выраженные литофильные свойства урана. Вопросы возникновения коровой оболочки и ее верхних слоев детально рассмотрены в работах А. П. Виноградова [1959, 1962, 1970], А. Б. Ронина [1964], В. М. Синицына [1972], В. В. Белоусова [1968] и многих других.

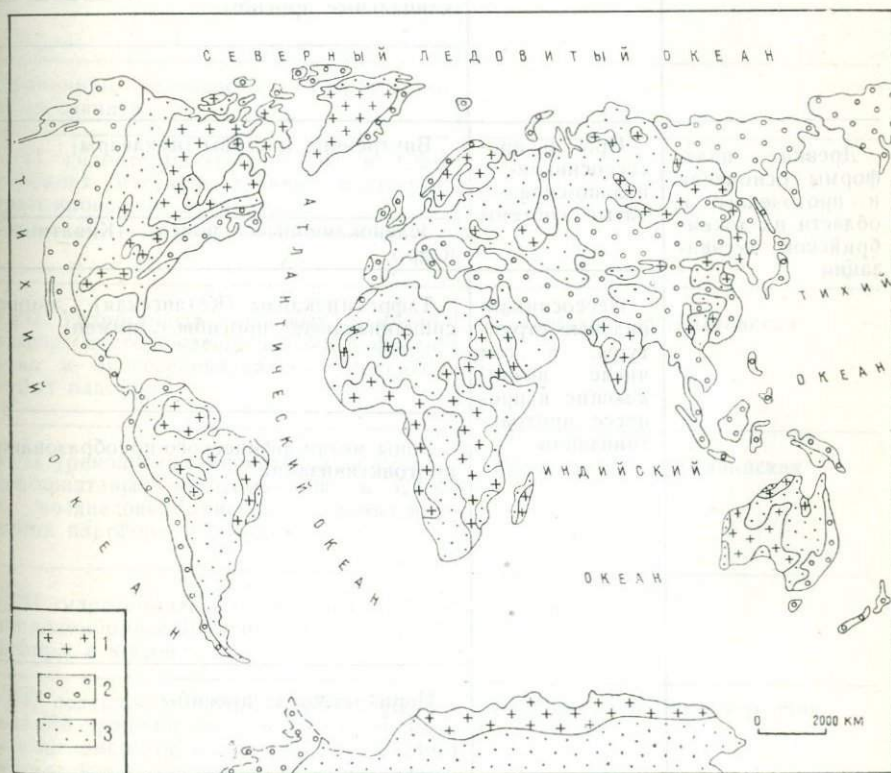
В пределах материков, имеющих преимущественно кору континентального типа, выделяются древние и молодые платформы и подвижные пояса. С развитием подвижных поясов связаны геосинклинально-складчатые области и области тектоно-магматической и тектонической активизации. В пределах древних платформ выделяются щиты и плиты. Щиты характеризуются одноярусным строением и сложены метаморфическими и метаморфизованными породами докембрия. Наряду с раннедокембрийскими метаморфическими комплексами на щитах развиты слабо метаморфизованные «протоорогенные» существенно осадочные комплексы пород раннего протерозоя.

Плиты имеют двухъярусное строение: нижний ярус сложен докембрийскими метаморфическими комплексами (фундамент древних платформ), верхний — слабо метаморфизованными полого залегающими породами платформенного чехла. В основании молодых платформ наряду с древними комплексами присутствуют фанерозойские геосинклинальные складчатые образования. Основные геотектонические подразделения земной коры в схематизированном виде показаны на рис. 1 и приведены в табл. 1, где предпринята попытка наметить структуры более мелкого порядка.

Специфика геологических процессов в докембрии и особенности докембрийских геологических структур рассмотрены в работах Е. В. Павловского [1962], А. П. Виноградова [1962], В. М. Синицына [1972], Л. И. Салопа [1977] и многих других исследователей. В этих работах освещается эволюция структур земной коры и процессов преобразования вещества с догеологического этапа до неогена, подчеркивается тенденция к направленной дифференциации коры от вулканической (преимущественно океанической) к коре континентального типа. При этом обращается внимание на огромное значение экзогенной дифференциации, в процессе которой за счет разрушения вулканической (океанической) коры образовались мощные толщи осадков.

Идеи о продолжающейся направленной эволюции Земли в неогее развивались в трудах Н. М. Страхова [1949, 1962], Ю. А. Библина [1955], А. Б. Ронова [1964], В. М. Симицына [1972], М. В. Муратова [1969], В. Е. Хаина [1970, 1971]. По их представлениям, с неогее стали развиваться Центральноазиатский, Средиземноморский внутриконтинентальные и Тихоокеанский окраинно-континентальный подвижные пояса. В начале неогее вся площадь, занимаемая этими поясами, представляла собой слабо дифференцированную геосинклиналь. После позднепротерозойской складчатости территория подвижных поясов испытала длительное геосинклинальное развитие. Так, в Средиземноморском подвижном поясе кроме геосинклинальных складчатых структур, сформировавшихся в позднепротерозойское (байкальское) время, широко развиты средне-позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские геосинклинальные складчатые сооружения и негеосинклинальные образования.

Рис. 1. Схема расположения щитов, подвижных поясов неогее и чехлов платформ.
1 — щиты; 2 — подвижные пояса; 3 — чехлы платформ.



Основные типы

Главнейшие континентальные структуры	Тектонические структуры	
	II порядка	III порядка
Чехлы древних и молодых платформ и области их мезозойской и кайнозойской активизации	Синеклизы, антеклизы, передовые прогибы	Внутриплатформенные прогибы и поднятия, в том числе системы наложенных депрессий, возникающих в процессе тектоно-магматической активизации
Фанерозойские подвижные пояса и области фанерозойской тектоно-магматической активизации	Геосинклинально-складчатые области, вулканические пояса	Срединные массивы — основания геосинклинально-складчатых областей (Чешский, Центральный Французский и др.)
		Вулканогены. Геосинклинально-складчатые системы, в том числе эв- и миогеосинклинальные прогибы
Древние платформы (основания и проточехлы) и области их докембрийской активизации	Про- и протогоеосинклинально-складчатые системы	Внутренние массивы (нуклеары)
		Зеленокаменные пояса (Киватинский и др.)
	Негеосинклинальные структуры, в том числе возникающие в процессе протоактивизации	Тафросинеклизы (Катангская), „миогеосинклинальные“ прогибы (Лиммен)
		Зоны метаморфического преобразования, протоактивизации
		Перикратонные прогибы

Переработанные процессами тектоно-магматической активизации и (или) позднеорогенного магматизма

континентальных структур земной коры и урановородные провинции

ТАБЛИЦА 1

Урановородные провинции	
Типы	Примеры
Провинции ураноносных фосфоритов	Марокканская, Флоридская и др.
Провинции ураноносных черных сланцев	
УРП гидрогенных УРМ в СФК активизированных чехлов древних и молодых платформ и наложенных депрессий	Колорадско-Вайомингская, Нигерская, Аргентинская и др.
УРП гидротермальных и гидрогенных УРМ в СФК срединных массивов и обрамляющих их миогеосинклинальных прогибов	Испанская Мезета, Центрально-французская и др.
Урановородные районы (УРР) гидротермальных УРМ в СФК вулканогенов	
Провинции ураноносных углисто-кремнистых сланцев	
УРП гидротермальных УРМ в СФК внутренних массивов древних платформ, активизированных в мезозое	
УРП гидрогенных урановых и медно-урановых месторождений в СФК тафросинеклиз и миогеосинклинальных прогибов древних платформ	Катангская, Арнемлендская
УРП ураноносных мигматитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов в СФК зон позднедокембрийской активизации древних платформ и щитов	Гренвиллская, Намибийская
УРП гидротермальных УРМ в СФК зон раннедокембрийской активизации древних платформ и щитов	Черчилл
УРП осадочно-метаморфогенных месторождений ураноносных и золото-ураноносных конгломератов в протоорогенных СФК перикратонных прогибов древних платформ	Блайнд-Ривер, Витватерсранд

В итоге подвижные пояса превратились в совокупность полихронных геосинклинально-складчатых областей, частично перекрытых платформенными отложениями (чехлы молодых платформ, краевых прогибов и других депрессионных отложений). Исходя из современных представлений, мы рассматриваем планетарные подвижные пояса как весьма сложные гетерогенные сооружения, включающие структурные подразделения геосинклинального и негеосинклинального ряда, такие, как краевые рифты Южной Якутии и Великий Африканский рифт, сводово-глыбовые поднятия Средней Азии и Забайкалья, вулканические пояса Южноамериканских Анд, восточно-азиатской части Тихоокеанского подвижного пояса и др.

Особое место среди структур подвижных поясов негеосинклинального ряда занимают выступы древнего основания, обычно рассматриваемые как срединные массивы либо геоантклинальные поднятия. Эта группа структур имеет важнейшее металлогеническое значение, что убедительно доказывается примерами Центрального Французского, Армориканского и других срединных массивов и соответствующих им урановорудных провинций.

Для регионального металлогенического анализа весьма важное значение имеют не только морфологические особенности тех или иных тектонических структур, но и вещественный состав слагающих (развитых в их пределах) осадочных, магматических, метаморфических образований. Отсюда вытекает необходимость не только морфотектонического, но и структурно-формационного анализа геотектонических подразделений.

В качестве главной вещественной категории для характеристики тектонических структур авторами принят структурно-формационный комплекс, объединяющий характерные группы или ассоциации формаций осадочных и вулканогенных пород, образовавшиеся в особых типах геологических структур при определенном тектоническом режиме и специфических физико-географических условиях и вследствие этого характеризующиеся своеобразным составом отложений и особенностями складчатых форм. Структурно-формационные комплексы отделены друг от друга, как правило, значительными региональными несогласиями.

По структурно-формационным особенностям в составе тектонических структур, рассматриваемых в пределах древних и молодых платформ и подвижных поясов, нами выделен ряд групп структурно-формационных комплексов.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ЩИТОВ

I. СФК фундамента древних платформ и щитов

А. Метаморфические

(преимущественно гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма)

- 1) архейский (древнее 2600 млн. лет);
- 2) ранне- и среднепротерозойский (2600—1600 млн. лет);
- 3) позднепротерозойский (1600—1000 млн. лет).

Ультраметаморфические граниты входят в состав соответствующего СФК.

Б. Слабо метаморфизованные

- 1) протоорогенный и протоплатформенный, континентальных и прибрежно-морских терригенных и карбонатных отложений, протерозойский;
- 2) протоорогенный, наземных вулканогенных и частично интрузивных образований, среднепротерозойский.

II. СФК чехла древних платформ

Здесь, так же как и в чехлах молодых платформ, выделяются основные этапы развития чехла древних платформ, разделенные перерывами. Вещественный состав каждого СФК дается при описании конкретных структур и провинций.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

III. СФК основания фанерозойских геосинклиально-складчатых областей (срединные массивы, геантиклинальные поднятия)

- 1) метаморфических и ультраметаморфических пород;
- 2) слабо метаморфизованных вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных пород.

IV. СФК геосинклинальных прогибов

(собственно геосинклинальной и инверсионной стадий развития)

- 1) позднепротерозойские;
- 2) раннепалеозойские;
- 3) средне-позднепалеозойские;
- 4) мезозойские;
- 5) мезозойско-кайнозойские.

По составу слагающих пород выделяются: а) терригенные и карбонатно-терригенные СФК (миогеосинклинальные), б) вулканогенные и вулканогенно-терригенные СФК (эвгеосинклинальные).

V. СФК чехла молодых платформ

В составе этих СФК ведущую роль играют морские терригенные и карбонатные отложения.

VI. СФК постинверсионных стадий

развития фанерозойских геосинклиально-складчатых областей
и областей активизации древних и молодых платформ

А. Осадочные

Молассовых, молассоидных и угленосных отложений и межгорных, предгорных и рифтовых депрессий:

- 1) средне-позднепалеозойские;
- 2) раннемезозойские;
- 3) мезозойско-кайнозойские;
- 4) неогеновые и неоген-четвертичные.

Морских и континентальных отложений наложенных впадин:

- 1) ранне-среднепалеозойские;
- 2) позднепалеозойские;
- 3) мезозойские;
- 4) кайнозойские.

- 1) среднепалеозойские;
- 2) позднепалеозойские (включая триас);
- 3) мезозойские;
- 4) неогеновые.

В пределах древних платформ выделяются две группы СФК.

1. Среди СФК фундамента древних платформ и щитов выделяются две подгруппы комплексов. К первой подгруппе отнесены породы архея и протерозоя, метаморфизованные преимущественно в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Вторая подгруппа СФК представлена сравнительно слабо метаморфизованными отложениями докембрийского возраста, для которых определение тектонических условий образования первичных пород в некоторых случаях решается относительно просто. К этой подгруппе отнесены структурно-формационные комплексы протоорогенных и прото-платформенных образований протерозойского возраста. Здесь нами выделяются протоорогенные слабо дислоцированные комплексы с пологим залеганием, сложенные континентальными и прибрежными терригенными толщами, а также карбонатно-терригенными осадками эпиконтинентальных морей. К этой же подгруппе СФК отнесены и протоорогенные наземно-вулканогенные и вулканогенно-интрузивные образования вулканогенов среднепротерозойского возраста, например вдоль западной окраины Байкальской горной области, в Южной Австралии, вдоль южной окраины Канадского щита и т. д.

2. Начало формирования группы СФК чехла древних платформ мы относим к границе среднего и позднего протерозоя. Несмотря на сходство мезозойско-кайнозойских СФК чехлов древних и молодых платформ, мы считаем теоретически и практически целесообразным их разделение. Верхнепротерозойские, рифейские и нижне-среднепалеозойские отложения, слагающие СФК чехла древних платформ, по особенностям геологического строения и металлогении существенно отличны от пород, слагающих СФК чехла молодых платформ.

В подвижных поясах нами выделены четыре группы структурно-формационных комплексов.

1. Структурно-формационные комплексы докембрийского основания фанерозойских геосинклинально-складчатых областей, сложенные в различной степени метаморфизованными образованиями докембрия и частично раннего палеозоя. Среди них в зависимости от конфигурации выделяются срединные массивы и геосинклинальные поднятия.

2. Структурно-формационные комплексы геосинклинальных прогибов, которые по составу слагающих пород разделяются на эв- и миогеосинклинальные. Возраст их определяется не по времени завершенной складчатости, как принимается во многих геотектонических построениях [Тектоника Европы, 1964; Яншин А. Л., 1965], а по времени геосинклинального осадконакопления.

Геосинклинальное осадконакопление и вулканизм существенно основного состава не сопровождаются, как правило, формированием урановых месторождений, однако огромные количества рассеянного урана, накапливаемого в углеродисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-карбонатных и фосфоритоносных формациях, служат нередко источником урана при формировании месторождений урана в более поздние эпохи. Потенциально эти отложения являются крупнейшими месторождениями убогих урановых руд.

Интрузивные массивы, сложенные породами гранитоидных формаций и рассматриваемые обычно как «синорогенные» или «складчатые» (среднепалеозойские интрузивы Алтая, Тувы, Урала, мезозойские интрузивы Анд и Кордильер и т. д.), включаются нами в состав геосинклинальных СФК.

3. Образование структурно-формационных комплексов чехла молодых платформ и верхней части разреза чехла древних платформ связано с тектоническим режимом, характеризующимся постепенными нисходящими движениями и накоплением огромных по площади покровов осадочных пород.

Важнейшей особенностью СФК мезозойских и кайнозойских отложений является их однотипность в пределах чехлов древних и молодых платформ [Гарецкий Р. Г., 1972]. Этот факт имеет существенное металлогеническое значение, так как объясняет наличие однотипных урановорудных провинций в мезозойских СФК чехлов как древних, так и молодых платформ. Структурно-формационные комплексы в пределах чехлов древних и молодых платформ, как правило, соответствуют этажам и разделены между собой несогласиями, фиксирующими периоды перерывов осадконакопления и перестроек. Последние обычно синхронны активным геологическим процессам (интенсивный вулканизм, сводово-глыбовые перестройки) в обрамляющих платформы подвижных поясах.

Эпиplatformенные отложения с широким развитием складчатых и надвиговых деформаций, таких, как зона Загроса, Таджикская депрессия, Субиндийская зона и ряд им аналогичных, определили необходимость выделения среди платформенных СФК надвигово-складчатых зон, что имеет существенное значение при оценке ураноносности ряда территорий. В частности, при этом выяснилось, что ряд регионов и структур, рассматриваемых в литературе как области, прошедшие миогеосинклинальное развитие и затем претерпевшие складчатость, к таковым никакого отношения не имеют, но представляют собой интенсивно переработанные отложения чехла древних и молодых платформ (например, Североамериканской платформы, примыкающей к складчатой системе Кордильер, Африканской платформы в полосе, примыкающей к складчатой системе Атласа, и т. д.). Формационный анализ отложений складчато-надвиговых зон позволяет, как правило, достаточно определенно отличать их от сходных по составу отложений миогеосинклинальных зон подвижных областей.

4. Существенное значение для металлогении урана имеет группа структурно-формационных комплексов постинверсионных ста-

дний развития фанерозойских геосинклинально-складчатых областей и областей тектоно-магматической активизации. В составе этой группы выделяются три подгруппы структурно-формационных комплексов, характеризующиеся своеобразием геологического строения и ураноносности:

первая представлена молассовыми и молассоидными угленосными отложениями межгорных, предгорных и рифтовых впадин;

вторая — осадочными морскими и континентальными (квази-платформенными) отложениями структурно-формационных комплексов наложенных впадин. В СФК этой подгруппы, несмотря на ряд факторов, казалось бы благоприятствующих рудообразующим процессам, пока не выявлено промышленных урановых месторождений;

СФК третьей подгруппы представлены наземно-вулканогенными и вулканогенно-интрузивными образованиями наложенных вулканических поясов и зон. Здесь удается выделить производные магматических очагов корового и смешанного типов.

Заканчивая краткое рассмотрение СФК последней группы, играющих важнейшую роль в металлогении урана, считаем необходимым изложить наше понимание тектонического режима их формирования, учитывая дискуссионность этого вопроса.

Ю. А. Билибин [1955] и его последователи тектонический режим глыбовых движений, приходящий на смену геосинклинальному, называли «орогенным» или «позднеорогенным» и рассматривали как поздние стадии развития конкретных геосинклинально-складчатых областей. А. Д. Щеглов [1968, 1970], Е. Д. Карпова [1968, 1973] и ряд других исследователей рассматривают глыбовые движения, нередко сопровождающиеся наземным вулканизмом и осадкообразованием, как независимые от геосинклинального режима и называют их «тектоно-магматической» или «тектонической» активизацией.

Формационный анализ позволяет утверждать, что проводить границу между геологическими образованиями поздних и конечных этапов развития подвижных поясов и образованиями периода тектоно-магматической активизации нецелесообразно. По вещественному составу они, как правило, очень близки, даже тождественны. В том и другом случае возникают впадины, выполненные молассовыми и молассоидными отложениями, вулканогенные пояса, сложенные наземными вулканогенными породами и вулканогенно-интрузивными комплексами, а также многочисленные локальные проявления гипабиссальных и субвулканических интрузий щелочного и ультракислого состава. Металлогеническая специализация и ураноносность их также однотипны.

Проведенный анализ развития подвижных поясов показывает, что лишь часть геосинклинально-складчатых областей переходит в молодые платформы с образованием чехлов осадочных пород на крупных, гетерогенных по строению территориях (Скифско-Туранская, Западно-Сибирская и другие платформы). Преобладающая часть геосинклинально-складчатых областей, проходя в фанерозое

ряд стадий направленного геосинклинального развития, не превращается в платформы. Примером служат ранне-позднепалеозойские геосинклинальные структуры Казахстана, позднепалеозойские, ранне-среднемезозойские геосинклинальные структуры Кордильер и Анд, ранне-позднепалеозойские и мезозойские геосинклинальные структуры Алтая, Тувы, Монголии и др.

Процессы тектоно-магматической и тектонической активизации в подавляющей части подвижных поясов продолжают входить до новейшего времени. Прекрасным свидетельством этому служит приуроченность ареалов современного вулканизма и зон сейсмической активности к длительно существующим, полихронно развивающимся геосинклинально-складчатым системам Тихоокеанского и Среднеземноморского подвижных поясов. В. Е. Хаин [1970] неоднократно возобновление и стадийное развитие активного глыбового и сводово-глыбового тектогенеза определяет как «рекуррентную, или сквозную, орогению». Усиление орогении нередко сопровождается магматизмом щелочного и основного состава. Отмечается своеобразие магматизма этапа (тектоно-магматическая активизация — ТМА), проявляющегося в областях древних платформ и щитов, где на фоне дифференцированных движений, сопровождающихся формированием рифтогенных депрессий, происходит внедрение щелочных ультраосновных интрузий центрального типа с телами карбонатитов и гипабиссальных и субвулканических интрузий щелочного ряда (Канадский, Африканский и другие щиты). С карбонатитами щелочных ультраосновных интрузий связаны крупные концентрации урана (титанаты урана, пирохлор) в комплексных рудах, пока практически не используемые урановой промышленностью.

В процессе активных глыбовых перемещений формируются обширные наложенные депрессии, выполненные континентальными и мелководными морскими отложениями, очень сходными с отложениями платформенного чехла. Однако меньшая длительность развития этих структур и небольшая по сравнению с молодыми платформами площадь, занимаемая ими, позволяют рассматривать их как квазиплатформенные образования. Примером могут служить мел-палеогеновые депрессии Буреинского массива и т. д. Таким образом, в эту группу структурно-формационных комплексов объединены магматические и осадочные образования постинверсионных стадий развития фанерозойских геосинклинально-складчатых областей (казахстанско-монгольский фрагмент Урало-Монгольского подвижного пояса, восточноазиатская и американская части Тихоокеанского подвижного пояса), а также магматические и осадочные образования, связанные с активизацией краевых и внутренних частей древних и молодых платформ (Североамериканской в районе Скалистых гор, Бразильской — в районе Аргентинской пампы, Алданского, Балтийского, Африканского щитов и южных частей Скифско-Туранской плиты).

Из анализа последовательности формирования СФК во времени и пространстве складывается объективное представление о на-

правленности геологического развития крупных геотектонических структур. В результате на щитах и в подвижных поясах удается выделить геотектонические структуры, в которых располагаются УРП и УРР. При этом некоторые структуры имеют сложную историю и могут рассматриваться, с одной стороны, как структуры щитов, а с другой — как структуры тектоно-магматической активизации подвижных поясов. Например, части платформ и щитов с проявлениями более молодого наложенного магматизма представляется целесообразным рассматривать с двух позиций: как краевые части подвижных поясов либо как переработанные структуры основания и чехла древних и молодых платформ. Примерами могут служить крайняя западная часть Североамериканской плиты — территории Передового хребта и Великих равнин, хребты Аргентинской пампы вдоль западной окраины Южноамериканской платформы и т. д. Каждому из этих регионов соответствует урановорудная провинция.

Существование на протяжении длительной истории развития подвижных поясов латерального ряда тектонических зон (от ортогеосинклинальных до активизированных краевых частей платформ) обусловило образование характерных для этих зон рядов осадочных, магматических и рудных формаций; в зависимости от строения и геологической истории конкретного блока земной коры набор формаций в каждой зоне может существенно меняться.

Идеализированный ряд зон, характеризующихся соответствующими группами формаций, представляется следующим:

а) зоны с эвгеосинклинальным типом развития, с колчеданными и магматическими месторождениями хрома, платины, титана, железа, меди, свинца, цинка и других элементов;

б) зоны с миогесинклинальным типом развития, выполненные осадочными и терригенными отложениями и сопровождающиеся формацией существенно калиевых гранитов с месторождениями олова, вольфрама, молибдена;

в) зоны краевых прогибов, выполненных преимущественно отложениями красно- и сероцветных молассоидных и угленосных формаций. В этих зонах наряду с осадочными формациями часто присутствуют наземные вулканогенные, вулканогенно-интрузивные образования и гипабиссальные интрузии, занимающие обширные площади. Однако нередки случаи, когда магматизм проявлен сравнительно слабо, лишь в виде единичных, небольших по размерам интрузий гранитного состава. Для таких зон характерно наличие месторождений редкометальной группы, а также флюорита, бора и т. д.;

г) зоны, охватывающие области поднятий и сводово-глыбового тектогенеза, сопровождающиеся разнообразным по составу интрузивным и наземным эффузивным магматизмом, а также накоплением в депрессионных структурах терригенных отложений. К этим зонам приурочена большая группа месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых «активизационного» профиля: урана, молибдена, флюорита, бериллия, сурьмы, ртути и т. д.;

д) зоны и области, захватывающие краевые и внутренние части платформ. Они характеризуются наличием месторождений урана, ванадия, меди, нефти, газа.

Естественно, что при анализе конкретных регионов редко удастся наблюдать полностью латеральный ряд зон с соответствующими рядами осадочных, магматических и рудных формаций, так как имеется множество факторов, искажающих и загущивающих эту картину: неравномерность развития гетерогенной земной коры в пределах континентальных блоков, выпадение отдельных звеньев этого ряда в некоторых регионах, различные условия сохранности формаций при последующих тектонических перестройках и т. д.

Рассмотрение основных структурных и структурно-вещественных элементов континентальных блоков земной коры убедительно показало, что нет основания выделять, как это делают В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий [1963], области ТМА в качестве третьего генерального подразделения континентальных структур земной коры, «эквивалентных платформам и геосинклиналям».

Области ТМА, сопоставимые по площади с геосинклинально-складчатыми областями и платформами, не могут быть сопоставимы с ними по длительности развития. Главное же отличие областей ТМА от геосинклинально-складчатых областей и платформ заключается в том, что СФК, возникающие в процессе активизации, не слагают сколько-нибудь крупных геотектонических структур, но в целом локально проявляются на фоне более древних геологических образований.

Такой подход к выделению основных морфотектонических элементов земной коры и их структурно-формационных комплексов позволяет увязать формирование отдельных урановорудных провинций, областей и районов с особенностями геотектонического развития континентальных блоков земной коры. Прежде чем перейти к описанию закономерностей пространственного размещения урановорудных провинций и месторождений в пределах континентальных блоков земной коры, считаем необходимым подчеркнуть, что здесь рассматриваются лишь образования и структуры, с которыми связано формирование УРМ и УРП. Молодые рифтовые впадины, области современного вулканизма, образования трапповой формации, офиолитовые пояса, в связи с которыми теоретически не должно быть и не встречено промышленных концентраций урана, нами не рассматриваются.



КЛАССИФИКАЦИЯ
УРАНОВОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И ПРОВИНЦИЙ

В настоящее время существует множество классификаций урановорудных месторождений. Среди них необходимо отметить классификации, предложенные Д. Эверхартом [Everhart D., 1954], А. Д. Ершовым [1955], В. С. Домаревым [1956], В. Г. Мелковым и Л. Ч. Пухальским [1957], Д. Я. Суражским [1956, 1960], А. И. Семеновым [1959], В. Н. Котляром [1961], А. А. Якжиным [1961], Я. Д. Готманом и И. Н. Зубревым [1963], Э. У. Хейнрихом [1962], В. И. Данчевым и Т. А. Лапинской [1965], С. Бови [Bowie S., 1970], В. И. Данчевым и Н. П. Стреляновым [1976], Ф. И. Вольфсоном и А. В. Дружининым [1965], В. И. Казанским и Н. П. Лаверовым [1974], П. А. Строной [1978], М. В. Шумилиным [1978], А. Б. Кажданом [1969] и другими исследователями.

Эти классификации строятся: а) по форме залегания рудных тел (морфологические); б) по условиям происхождения (генетические); в) по окружающей среде и ассоциациям с геологическими формациями (экологические). В качестве определяющих классификационных признаков наиболее часто принимаются минеральный состав, источник оруденения, температура и глубина формирования руд, способ отложения руд или морфология тел.

В последние годы за основную классификационную единицу принимается рудная формация. Однако в это понятие вкладывается разное содержание, в большинстве случаев не отвечающее полному значению рудной формации и, как правило, соответствующее таксономической единице более высокого порядка — минеральному типу или ассоциации. Это привело к потере в понятии обобщенного выражения основных закономерностей «рудной формации», характеризующих не только минеральный состав, но и соответствующую форму, условия залегания рудных тел, определенные соотношения с другими геологическими образованиями. Следствием этого явилось выделение в пределах единых рудных полей или даже одного месторождения нескольких урановорудных формаций [например, арсенид-настурановой («пятиэлементной»), карбонатно-настурановой, кварц-настурановой и других в месторождениях, приуроченных к областям проявления постинверсионного полихронного магматизма]. Значительная субъективность в оценке минерального состава руд по ведущим минеральным компонентам

или элементам приводила в конечном итоге к весьма разнообразным названиям одних и тех же «урановорудных формаций».

Предпринятый авторами региональный металлогенический анализ по континентам мира показал невозможность выражения общих закономерностей металлогении урана и выделения урановорудных провинций на основе существующих схем классификации урановорудных формаций. В связи с этим выделявшиеся ранее урановорудные формации были пересмотрены и многие из них объединены на основе близости геологической позиции, условий образования или других признаков.

В данной работе делается попытка увязать классификацию урановорудных формаций с геологическими процессами и конкретными СФК.

Под урановорудной формацией мы понимаем естественное сообщество УРМ, объединенных: 1) близостью тектонических (текто-магматических) особенностей формирования; 2) единым набором рудных (и главнейших сопутствующих) компонентов; 3) сходством генетических условий формирования; 4) единством связи с определенным СФК или геологической формацией. Такое определение наиболее близко к определению Ю. А. Билибинным рудного комплекса.

Группы же месторождений со сходными минеральными ассоциациями, формирующиеся в близких геологических условиях, мы считаем целесообразным выделить как минеральные типы в пределах тех или иных формаций. Под минеральным типом мы понимаем группу месторождений с близким по составу и устойчивым парагенезисом главных минералов.

Термин «урановорудная формация» мы используем как синоним термина «рудная формация» применительно лишь к урановорудным месторождениям.

Таким образом, при классификации УРМ мы считаем целесообразным использовать двучленное деление, когда урановорудные формации (УРФ) являются таксонотипами низшего порядка, а минеральные типы — таксонотипами более высокого порядка. Результаты проведенной классификации отражены в табл. 2.

В рассматриваемой классификации выделяется 15 урановорудных формаций; выделены УРФ древних и молодых платформ и фанерозойских подвижных поясов, генетические группы УРФ и показаны типы рудоформирующих процессов, приводящих к формированию УРМ. В классификации не рассматриваются урансодержащие рудные формации, так как экономическое значение их невелико.

В настоящее время в мире выявлено много сотен промышленных месторождений урана, однако существенное экономическое значение имеет лишь сравнительно ограниченное число регионов, где на относительно небольшой площади располагаются УРМ одного или нескольких формационных типов. Эти территории, характеризующиеся единством геотектонической обстановки, нередко называют урановорудными провинциями.

Урановорудные формации, минеральные типы

Главнейшие континентальные структуры	Рудомещающие СФК	Генетические группы УРФ	Типы рудоформирующих процессов	Урановорудные формации	Минеральные типы	Месторождения
древних и молодых платформ и областей мезозойской и кайнозойской активизации	СФК чехлов древних и молодых платформ и наложенных депрессий	Гидrogenная	Инфильтрационный	Урановая в проницаемых терригенных и карбонатных породах (преимущественно в областях мезозойской и кайнозойской активизации) Субформации: в пестроцветных терригенных и карбонатных породах с оруденением, контролируемым зональностью восстановления в сероцветных терригенных и угленосных отложениях с оруденением, контролируемым зональностью окисления	Битумно-настурановый (иногда с коффинитом), ураново-ванадатовый Настуран-черневый, пордизит-черневый, селен-черневый	Амброзия-Лейк, Шай-нарамп, Джекпайл и др. (плато Колорадо, США) Шерли-Бейсин, Блэк-Хилл и др. (штат Вайоминг, США)
			Осадочный	Урано-редкоземельная (с фосфором) в морских глинах с остатками ископаемых рыб Урановая в пестроцветных и угленосных отложениях, лигнитах, углях Урано-ториевая в современных россыпях	Минеральные формы урана не выражены Настурановый, черневый Монацитовый, циркон-монацитовый, урано-торианитовый	Траванкор (Индия), Рио-де-Жанейро (Бразилия)
Чехлы их	СФК наложенных депрессий	Осадочная	Осадочный	Ураноносных кремнисто-углеродистых пород* Ураноносных фосфоритов*	Черневый, чернево-настурановый	Кольм (Швеция), Чаттануга (США) Флорида (США), Марокко
		Гидrogenная		Урановая в терригенных породах переходных комплексов	Настуран-черневый (с коффинитом)	
Фанерозойские подвижные пояса и области фанерозойской активизации	СФК основания геосинклинально-складчатых областей, геосинклинальных систем и зон активизации	Гидротермальная	Гидротермальный	Урановая в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания. Субформации: в зонах кислотного выщелачивания, в зонах щелочного метасоматоза	Настурановый (пирит-настурановый, карбонат-настурановый, кварц-настурановый, флюорит-молибденит-настурановый) Молибденит-настурановый Апатит-аршиновит-настурановый, апатит-коффинитовый Браннерит-настурановый Битумно-настурановый Никель-кобальт-мышьяковистый с висмутом, серебром и настураном Сульфидный (Pb, Zn, Cu, V) с настураном Уранинитовый, настурановый, браннерит-настурановый Настуран-торианитовый, бадделейтовый Настуран-черневый, черневый (иногда с Mo)	Уайт-Маунтин, Централ-Сити (США)
			Пневматолито-гидротермальный	Урано-редкометаллическая в пегматитах, в грейзенах ультракислых гранитоидов Урано-ториевая в сиенитах Урановая в ураноносных углеродисто-кремнистых породах		

Главнейшие континентальные структуры	Рудовмещающие СФК	Генетические группы УРФ	Типы рудоформирующих процессов	Урановорудные формации	Минеральные типы	Месторождения
Древние платформы (основания и проточехлы) и области докембрийской активизации	СФК проточехла	Гидрогенная, сложная	Гидрогенный	Урановая и медно-урановая в кремнисто-углеродистых сланцах, песчаниках и доломитах	Настурановый, золотонастурановый, настуранхалькопиритовый	Шинколобве, Роан-Антилоп, Нкана (Африка), Джабилука, Рейнджер, Рам-Джангл, Наберлек (Австралия)
		Осадочно-метаморфогенная	Осадочная (механическая) дифференциация	Урановая и золото-урановая в метаморфизованных песчаниках и конгломератах	Золото-уранинитовый Золото-уранинит-браннеритовый	Витватерсранд (Южная Африка), Эллиот (Канада)
	СФК фундамента	Метаморфогенная, гидротермальная	Пневматолитогидротермальный Гидротермальный Пневматолитогидротермальный Гидротермальный	Урановая в пегматитах и кварц-кальциевых метасоматитах Урановая в натриевых и карбонатных метасоматитах Титан-урановая в габброидах Урано-ториевая в карбонатах	Уранинитовый, уранинитторитовый Настуран-ненадквитовый, уранинит-настурановый Уранинит-давидитовый Пирохлор-бадделитовый	Банкрофт, Шарлебуа (Канада), Россинг (Юго-Западная Африка) Гуннар (Канада) Тете (Африка) Барейро-да-Аракса (Бразилия)

* Потенциально урановорудные формации.

Термин «рудная», или «металлогеническая», провинция был впервые использован в 1892 г. Делоне. Отмечая закономерности географического расположения минерализации, Делоне определял металлогенические провинции как рудоносные площади, включающие определенные характерные типы месторождений. В. Линдгрэн [1934] под металлогенической провинцией понимает большие или меньшие площади, в определенное время благоприятные для отложения полезных минералов.

В отечественной литературе вопросы о выделении металлогенических провинций впервые были поставлены В. А. Обручевым [1926] и А. Е. Ферсманом [1932]. Однако наибольшее значение для развития работ по изучению типов металлогенических провинций имели труды С. С. Смирнова [1946] и Ю. А. Билибина [1948, 1955].

Ю. А. Билибин [1955] отмечал, что хотя понятие «металлогеническая провинция» и существует достаточно давно, оно имело чисто эмпирический смысл и даже в настоящее время в большинстве случаев так и трактуется. По его мнению, все приводившиеся ранее понятия о металлогенических провинциях ничего не дают в отношении их происхождения, причин различия между ними и их особенностей.

Ф. С. Тюрнор [1969, с. 35] в работе, посвященной характеристике металлогенических провинций и эпох, термин «металлогеническая провинция» применяет в широком смысле, включая сюда «минерализованные области или регионы, содержащие рудные месторождения специфического типа или группы месторождений, обладающие чертами, указывающими на их генетическую связь». Интересно отметить, что, учитывая связь между рудоотложением и орогеней, Ф. С. Тюрнор допускает группировку металлогенических провинций в соответствии с их тектоническим положением: докембрийские щиты, стабильные области и горные пояса. В 50—60-е годы вопросы металлогенического районирования, в том числе выделение металлогенических провинций, рассматривались в трудах В. И. Смирнова [1962], Е. А. Радкевич [1960], И. Г. Магакьяна [1959], Е. Е. Захарова [1959], Е. Т. Шаталова [1965], Д. С. Харкевича [1960], Г. А. Твалчрелидзе [1972], А. И. Семенова [1965].

А. И. Семенов [1965, с. 13] металлогеническую провинцию определяет как «обширную складчатую или платформенную область определенного периода и типа геологического развития с характерными для нее ассоциациями месторождений рудных и тесно с ними связанных нерудных полезных ископаемых». Границы металлогенических провинций, по А. И. Семенову, в основном совпадают с границами складчатых областей. Эта работа А. И. Семенова показала возможность типизации металлогенических провинций как главных металлогенических подразделений. В то же время само содержание понятия «металлогеническая провинция» практически лишало возможности использовать этот таксон при решении конкретных прогнозных задач.

А. И. Семенов впервые отметил, что геохимические и металлогенические особенности каждого типа металлогенических провинций находятся в соответствии с общей тенденцией направленного и необратимого развития земной коры, а выделенные типы металлогенических провинций свойственны определенным, качественно различным мегациклам этого развития. В пределах рудных провинций А. И. Семенов вслед за Ю. А. Билибиным выделяет структурно-металлогенические зоны с характерным набором осадочных, магматических и рудных формаций. Вопросы типизации металлогенических провинций рассматривались Ю. А. Билибиным лишь применительно к фанерозойским складчатым областям, а А. И. Семеновым, Ю. Г. Старицким и Е. Т. Шаталовым — к рифейско-фанерозойским складчатым областям и древним платформам. Металлогенические провинции чехлов молодых платформ, важнейшее металлогеническое значение которых, особенно для урана, выясняется в последнее время, по ряду причин выпадали из поля зрения.

В. И. Смирнов [1963], рассматривая размещение месторождений различных металлогенических эпох геосинклинальных циклов, считает целесообразным определять рудные провинции на основе выделения площадей распространения месторождений завершающей эпохи эндогенного оруденения. При таком подходе им выделяются альпийская, киммерийская, герцинская, каледонская, протерозойская и архейская эпохи геосинклинальных циклов и соответствующие им рудные провинции. Основой этой типизации служат представления Н. С. Шатского о выделении геосинклинальных циклов по времени завершающей складчатости. В основу выделения рудных провинций соответственно закладывается представление о завершающей эпохе эндогенного оруденения. Недостатками типизации являются рассмотрение автором процессов лишь эндогенного рудообразования и объединение в один ряд фанерозойских геосинклинальных циклов с протерозойскими и даже архейскими.

В настоящее время рядом исследователей — В. М. Сеницыным [1972], А. П. Виноградовым [1959], Н. М. Страховым [1962], В. Е. Хаиным [1962] — достаточно убедительно показано своеобразие геологического развития в протерозое и архее. Анализ металлогенических особенностей докембрия, проведенный Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко [1964], В. С. Домаревым [1970], показал, что докембрий характеризуется рядом черт, отличающих его от неогей. Для примера можно назвать присущие лишь раннепротерозойскому периоду образований золотоносные и ураноносные конгломераты (Витватерсранд, Блайнд-Ривер и др.), а также протерозойские гидротермально-метаморфогенные месторождения в пределах Бразильского и других щитов.

А. И. Семеновым, Ю. Г. Старицким, Е. Т. Шаталовым, А. Д. Щегловым предложен следующий таксономический ряд рудоносных площадей различных порядков: планетарные металлогенические пояса, металлогенические провинции, металлогенические зоны, рудные районы и рудные узлы. В качестве элементарной таксономической единицы при металлогеническом районировании

они принимали рудное тело, в качестве наиболее важных единиц — металлогенические провинции и структурно-металлогенические зоны. В согласии с основными положениями В. А. Обручева, А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и других советских исследователей в области региональной металлогении авторы определяют металлогеническую провинцию как обширный складчатый или платформенный участок земной коры определенного периода и типа направленного металлогенического развития с характерными для него ассоциациями месторождений полезных ископаемых. Критерии выделения металлогенических провинций в складчатых областях те же, что использовались А. И. Семеновым ранее [1963], а в основу выделения типов металлогенических провинций на платформах положены: 1) возраст и состав пород, лежащих фундамент; 2) интенсивность магматических проявлений (платформенных стадий развития); 3) особенности осадконакопления в зависимости от палеогеографических факторов; 4) степень влияния прилегающих подвижных областей.

Названия типов металлогенических провинций, по мнению А. И. Семенова, Ю. Г. Старицкого и Е. Т. Шаталова, должны определяться рудно-геохимическими особенностями каждого из регионов, однако вследствие неудовлетворительной разработки этого вопроса в основу названий ими положены предложенные Е. А. Радкевич [1960], Е. Т. Шаталовым [1965] и А. И. Семеновым [1963] петрографические особенности магматизма и метаморфизма, определяющие в основном металлогенический облик провинций в отношении эндогенного и метаморфогенного оруденения. В определение металлогенических провинций был заложен комплекс геологических факторов (возраст и состав пород фундамента, магматизм, осадконакопление, степень влияния прилегающих подвижных областей), но сама классификация в большей своей части основывалась на крайних позициях исключительной связи оруденения с магматизмом. В последние годы в связи с установлением решающей роли в формировании многих рудных месторождений процессов тектонической и тектоно-магматической активизации, иногда без видимой связи оруденения и магматизма, преувеличенные значения магматического фактора представляется неоправданным. Термин «металлогеническая провинция» у этих авторов сливается с термином «петрогенетическая провинция», а если идти и дальше, то металлогенические провинции по размерам являются тождественными целым складчатым областям, что явствует из географических названий провинций.

Е. А. Радкевич [1977] считает, что в основу типизации рудоносных территорий различных масштабов и порядков — металлогенических провинций, рудных зон и отдельных рудных районов — должны быть положены особенности развития структурно-фациальных зон в сочетании с закономерностями распределения рудных формаций или семейств руд. Е. Т. Шаталов [1965], не давая определения металлогенической провинции, рассматривает ее как весьма крупную по размерам рудоносную площадь, такую же, как

металлогенический пояс. Последнее, как было показано выше, неправомерно, поскольку металлогеническая провинция является в таксономическом ряду более мелким подразделением по сравнению с металлогеническим поясом.

Многообразие подходов к выделению металлогенических провинций указывает на сложность этого вопроса и продолжающиеся поиски наиболее правильного решения. Надо отметить, что большинство исследователей стремилось дать универсальное определение металлогенической провинции, которое бы охватило тот или иной район во всей истории его развития и включало бы весь комплекс полезных ископаемых, характерных для данного региона или провинции. В силу исторически сложившихся условий основное внимание при этом уделялось складчатым областям.

Однако такое понимание металлогенической провинции, объективно отражая уровень наших знаний по рудоносности и истории развития обширных регионов, не позволяет удовлетворительно использовать этот металлогенический таксон для научно обоснованного конкретного прогнозирования новых рудных территорий с определенными формациями рудных месторождений. Так, по представлениям этих исследователей, металлогеническая провинция включает всю совокупность рудных месторождений, возникающих на протяжении длительной и, как правило, крайне разнообразной геологической истории того или иного региона в результате проявления самых разнотипных рудообразующих геологических процессов: метаморфизма, магматизма, осадконакопления, корообразования, биогенеза, выветривания, деятельности поверхностных и глубинных вод и т. д. Естественно, что каждый тип оруденения характеризуется специфическими факторами регионального рудоконтроля. Подобные примеры можно привести практически по любой из выделяемых металлогенических провинций.

Неразработанность единых методологических принципов выделения металлогенических провинций, включение в их состав многочисленных разнородных структур и ряд других причин затрудняют сравнительную оценку рудоносности крупных регионов и, следовательно, снижают эффективность и качество прогнозных построений и поисковых работ.

В связи с изложенным для прогнозирования крупных рудоносных территорий отчетливо обозначилась необходимость выделения нового металлогенического таксона более высокого порядка, чем «металлогеническая провинция». Этот таксон, по нашему мнению, должен объединять четкие, сравнительно легко выделяемые геотектонические структуры (как правило, III порядка) с отдельными группами или типами рудных месторождений, сформировавшихся в ограниченный отрезок времени в условиях специфического геотектонического режима. Применительно к металлогении урана для этого металлогенического таксона нами используется термин «урановорудная провинция». Урановорудная провинция понимается нами как блок земной коры, характеризующийся наличием УРМ определенного формационного типа (или типов), главнейшие осо-

Соотношение тектонических и металлогенических таксонов

Чехлы древних и молодых платформ и области их мезозойской и кайнозойской активизации		Фанерозойские подвижные пояса и области их фанерозойской активизации		Древние платформы (основания и проточехлы) и области их докембрийской активизации	
Таксон тектонический	Таксон металлогенический	Таксон тектонический	Таксон металлогенический	Таксон тектонический	Таксон металлогенический
Платформа	Металлогеническая страна	Планетарный подвижный пояс	Планетарный металлогенический пояс		
Синеклиза	Металлогеническая провинция	Геосинклинально-складчатая область	Металлогеническая провинция	Про- и протогеосинклинально-складчатая область	Металлогеническая провинция
Система наложенных депрессий	Урановорудная провинция	Срединный массив, многогеосинклинальный прогиб и т. д.	Урановорудная провинция	Перикратонный прогиб, тафросинеклиза, зона метаморфического преобразования — область протоактивизации	Урановорудная провинция
Наложённая депрессия	Урановорудная область	Структурно-формационная зона	Структурно-металлогеническая зона (урановорудный район)	Фрагмент зоны метаморфического преобразования	Урановорудная область

бенности которых обуславливаются спецификой рудоформирующего процесса и своеобразием геотектонической позиции на определенных отрезках геологической истории.

Соотношение тектонических и металлогенических таксонов применительно к континентальным структурам земной коры, а также положение урановорудных провинций в таксономическом ряду рудных территорий показано в табл. 3.

Типизация урановорудных провинций по приуроченности к СФК основных геотектонических элементов земной коры позволяет выделить шесть групп УРП.

I. Урановорудные провинции древних платформ и щитов:

1) УРП осадочно-метаморфогенных месторождений ураноносных и золото-ураноносных конгломератов в протоорогенных СФК перикратонных прогибов древних платформ (Витватерсранд, Блайнд-Ривер, Сьерра-де-Жакобина),

2) УРП гидротермально-метаморфогенных урановых месторождений в СФК зон протоактивизации древних платформ и щитов (Черчилл, урановорудные области Гренвилл, Намибийская),

3) УРП урановых и медно-урановых гидрогенных месторождений в СФК тафросинеклиз и миогеосинклинальных прогибов древних платформ (Арнемленд, Катанга).

II. Урановорудные провинции фанерозойских подвижных поясов:

1) УРП гидротермальных и гидрогенных урановых месторождений в СФК срединных массивов и обрамляющих миогеосинклинальных прогибов (Центрального Французского, Армориканского, Испанской Мезеты),

2) УРП гидротермальных урановых месторождений в СФК внутренних массивов древних платформ, активизированных в мезозое.

III. Урановорудные провинции гидрогенных урановых месторождений в СФК активизированных чехлов древних и молодых платформ и наложенных депрессий (Колорадско-Вайомингской, Аргентинской, Мали-Нигерской).

УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ, ОБЛАСТИ И РАЙОНЫ ОСНОВАНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ЩИТОВ

Опыт геологического изучения древнейших и древних (докембрийских) образований Земли свидетельствует о направленном и необратимом процессе развития земной коры. Особенности этого процесса, отражающие изменения термодинамического режима планеты, изложены в работах Н. М. Страхова [1949, 1962], А. П. Виноградова [1959, 1962], Г. Штилле [1964], В. М. Сеницына [1972] и многих других исследователей.

В разрезе древних слоев литосферы заметные концентрации урановых минералов появляются лишь в конце протогей. К этому времени уже завершился период начальной дифференциации земной коры на океанический и континентальный типы, а в пределах последнего были сформированы нуклеарные купола, или древнейшие кратоны [Павловский Е. В., 1962].

В процессе магматической, а затем осадочной дифференциации и интенсивного регионального метаморфизма в континентальных блоках происходила первичная дифференциация вещества коры и возникали первичные ураноносные геохимические провинции. Формирование таких провинций в начале протогей могло быть обусловлено эндогенными процессами зонной плавки [Виноградов А. П., 1962], а также поверхностной дифференциацией вещества земной коры в результате выветривания и осадкообразования.

Процессу механической и химической дифференциации вещества, приведшему к формированию СФК слабо метаморфизованных терригенных пород, предшествовали метаморфизм и связанная с ним дифференциация вещества коры, которая в протогее определяла главные черты геологического развития. По представлениям В. М. Сеницына, вследствие более высокого стояния астеносферы (находившейся в протогее на глубине 15—20 км?) земная кора была сильно прогрета и поэтому в «тепловых куполах» даже у самой земной поверхности могли развиваться метаморфические процессы, близкие по условиям к амфиболитовой фации. Метаморфизм и гранитизация обусловили мобилизацию, миграцию и накопление целого ряда химических элементов. Этим можно объяснить возникновение в пределах нуклеарных куполов геохимических провинций, характеризующихся повышенными концентрациями золота и урана и служивших впоследствии источниками рудного вещества для урановых и золото-урановых месторождений.

Несмотря на большую продолжительность протоея, его осадки, как указывает В. М. Синицын [1972], формационно однообразны и относительно незначительны по мощности, что свидетельствует о слабой тектонической активности и, как следствие, малых скоростях процессов седиментации в обширных изометричных бассейнах, рассматриваемых нами вслед за В. Е. Хаиным [1971] как перикратонные прогибы.

Процессы механической и в меньшей мере химической дифференциации при разрушении нуклеарных куполов, сложенных образованиями раннего протоея, обусловили в конечном итоге формирование древнейших урановорудных провинций с осадочно-метаморфогенными месторождениями ураноносных и золото-ураноносных конгломератов в пределах перикратонных прогибов.

Позднее, в конце протоея, в процессе регионального метаморфизма осадочных пород образовывались полевошпатово-сланцевые гнейсы и реоморфические гранитоиды. Последовательное развитие ультраметаморфической дифференциации создало возможность появления наиболее обогащенных ураном разновидностей — лейкократовых гранитов, слюдяно-полевошпатовых гнейсов, мигматитов. Так возникли ураноносные геохимические провинции уже иного типа, чем в начале протоея. Для СФК конца протоея характерно формирование тектоно-магматических и тектоно-плутонических куполов, в развитии которых, как отмечает Ю. М. Шейнманн [1968], тектонические движения проявились в тесной связи с метаморфизмом и гранитизацией.

В дейтерогее именно гнейсовые комплексы, слагающие СФК метаморфических пород, вместе с реоморфическими гранитами с огромными количествами локальных концентраций урана послужили источником металла для урановых месторождений в кварц-калишпатовых, натровых и карбонатных метасоматитах.

Гидротермальные урановые месторождения в кварц-калишпатовых, натровых и карбонатных метасоматитах характеризуют УРП, размещающиеся в активизированных в дейтерогее блоках раннего докембрия. В теснейшей связи с особенностями дофанерозойского периода развития земной коры находится и формирование в начале неогей УРП с урановыми и медно-урановыми гидротермальными месторождениями в СФК тафросинеклиз и миогеосинклинальных прогибов древних платформ. Появлению УРП этой группы предшествовала первая мощная эпоха накопления урана с остатками биоса, рассеянного в толщах карбонатных пород, — эпоха формирования биогеохимических ураноносных провинций. По-видимому, высокое (до 15%) содержание $C_{орг}$ в доломитах УРП Арнемленд (Северная территория Австралии) и Катанга (Южная Африка) обусловлено массовой гибелью биоса, связанной с резким изменением содержания CO_2 в атмосфере. Необходимо отметить, что по важной роли биогеохимических процессов в первичном накоплении урана УРП данного типа сходны с фанерозойскими.

В геологическом строении УРП рассматриваемой группы главенствующее значение имеет СФК протерозойских слабо метаморфизованных пород. Одни исследователи включают эти отложения в состав фундамента древних платформ (например, для УРП Арнемленд), другие — в состав проточехлов древних платформ (для УРП Катанга). Выделение этой группы УРП обусловлено своеобразием их геотектонического положения, спецификой процессов образования геохимических провинций, в пределах которых формируются УРП, особенностями рудообразующих процессов. Ниже приводится более подробное описание урановородных провинций для трех указанных типов месторождений.

УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНОНОСНЫХ И ЗОЛОТО-УРАНОНОСНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ В ПРОТООРОГЕННЫХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ ПЕРИКРАТОННЫХ ПРОГИБОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Докембрийские ураноносные и золото-ураноносные конгломераты имеют важнейшее значение в добыче урана и золота в капиталистических странах. Промышленные запасы урана в конгломератах Блайнд-Ривер по состоянию на 1967 г. превышали 250 тыс. т U_3O_8 , запасы Витватерсранда достигали 190 тыс. т U_3O_8 ; добыча золота в Южной Африке в 1972 г. составила 66,43% его мирового производства. Как видно, значительная часть мировых запасов урана сосредоточена в урановородных провинциях Блайнд-Ривер на Канадском щите и Витватерсранд в Трансваальском массиве (ЮАР). Они рассматриваются нами как характерные представители этой группы УРП, вопросам изучения которых посвящена обширная литература [Ивенсен Ю. П. и др., 1963; Салоп Л. И., 1972; Фолинсби Р. Е., 1972; Чайка В. М., 1969; Davidson D., 1964; Dorr J., 1969; Gross W., 1965; Louw J., 1955; Pretorius D., 1974; Ramdohr P., 1958; Robertson D., 1974; Roscoe S., 1969 и др.]. Материалы по древним ураноносным конгломератам других районов будут привлекаться лишь для обобщающих построений.

Урановородная провинция Блайнд-Ривер

Геология месторождений урана провинции Блайнд-Ривер детально рассмотрена в ряде работ П. Пиенаара [1967], С. Роско [Roscoe S., 1969], Д. Робертсона [Robertson D., 1974] и многих других исследователей. Провинция расположена в южной части Канадского щита. Наиболее крупные площади проявления ураноносных конгломератов известны на северном побережье оз. Гурон, где размещается группа месторождений Блайнд-Ривер.

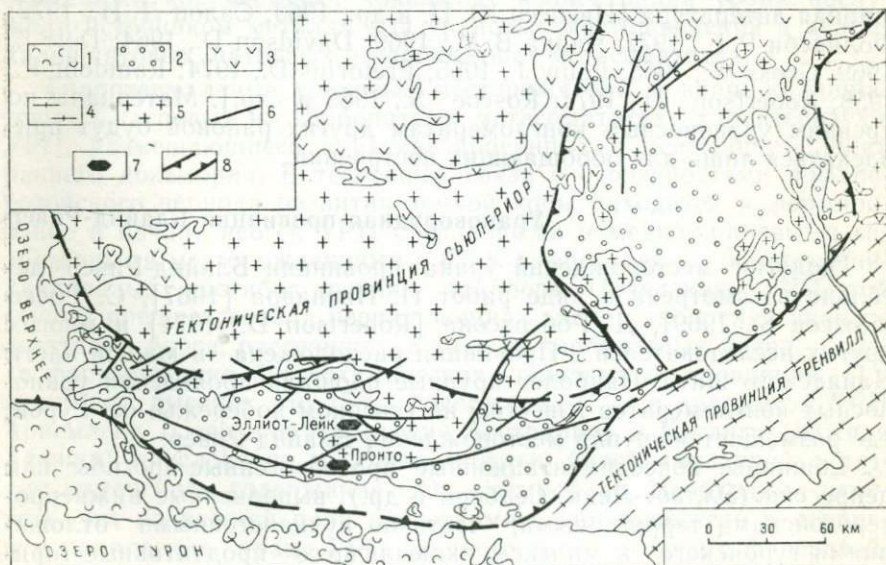
Обширные конседиментационные протоорогенные прогибы или депрессии (Эллот-Лейк, Сёдбери и др.), выполненные нижнепротерозойскими терригенными, частично вулканогенными отложениями гуронского комплекса, включающего продуктивные гори-

зонты, развиваются на южном и юго-восточном склонах архейского [Roscoe S., 1969] кратона Сьюперior (рис. 2). Последний представляет собой одну из крупнейших и древнейших геотектонических структур Канадского щита и рассматривается как самостоятельная тектоническая провинция. Мощность земной коры под протерозойскими бассейнами на южном склоне кратона Сьюперior по данным гравиметровых исследований и сейсмического зондирования достигает 42—47 км при средней ее мощности на щите около 36,4 км [Smith T. J. а. о., 1966; Mereu R., 1971].

Размеры урановорудной провинции Блайнд-Ривер определяются ареалом распространения метаосадочных гуронских отложений, выполняющих наиболее крупные в пределах УРП депрессии Эллиот-Лейк, Сёдбери и Гоуганда. Первая вытянута в субширотном направлении на расстояние свыше 320 км при максимальной ширине около 70 км. Вторая имеет овальную форму с диаметром примерно 130—140 км. В районе Ванапитей-Лейк обе депрессии сливаются, образуя сплошной пояс раннепротерозойских депрессий на юго-восточном склоне кратона Сьюперior, в зоне его сочленения с подвижным поясом Гренвилл. Есть все основания полагать, что современные площади развития протоорогенных гуронских отложений в целом соответствуют конфигурации раннепротерозойских бассей-

Рис. 2. Положение УРП Блайнд-Ривер в структурах Канадского щита [Roscoe S., 1969].

1—3 — метаморфизованные осадочные и основные интрузивные породы: 1 — постгуронские, 2 — гуронские, 3 — догуронские; 4, 5 — гнейсы и интрузивно-ультраметаморфические гранитоиды: 4 — постгуронские, 5 — догуронские; 6 — главные разрывные нарушения; 7 — урановые месторождения; 8 — границы урановорудной провинции.



нов [Roscoe S., 1969; Салоп Л. И., 1972; Robertson D., 1974 и др.]. В районе крупнейших месторождений ураноносных конгломератов (Эллиот-Лейк, Агню-Лейк, Квирк-Лейк) гуронские отложения с резким угловым несогласием залегают непосредственно на кристаллических породах архейского фундамента либо на метаморфизованных продуктах их выветривания. Иногда границы раннепротерозойских бассейнов осложнены протяженными системами долгоживущих разломов (система разломов Мюррей на юге, Эллиот-Лейк, Флек-Лейк на севере и др.).

В истории геологического развития Канадского щита Е. В. Павловский [1964, 1970] выделяет нуклеарный, протогеосинклинальный и протоплатформенный этапы. Нуклеарный этап характеризуется зарождением в поверхностном, слабо дифференцированном слое Земли отдельных крупных участков сиалической коры — протоконтинентов [Goodvin A., 1969 г.; Windley B., Bridgwater D., 1971], вокруг которых происходило дальнейшее наращивание континентальной коры. Обособление сиалических участков в верхней оболочке Земли обязано, по-видимому, первоначальной ее неоднородности и последующей аортозитизации, сменившейся затем гранитизацией (чарнокитизацией).

Основную часть тектонической провинции Сьюпериор слагают метаморфизованные (в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) и гранитизированные вулканиты основного, среднего, реже кислого состава, граувакки, кварциты, реже железистые и карбонатные породы архейской серии Киватин, которая венчается флишеподобными отложениями изменчивого состава. Формирование киватинских пород происходило в условиях протогеосинклинального режима.

Согласно представлениям А. Гудвина [Goodvin A., 1968], Б. Виндлея и Д. Бриджуотера [Windley B., Bridgwater D., 1971], Е. В. Павловского [1964], в границах современного Канадско-Гренландского щита в докиватинское время не было обособленных геосинклинальных и платформенных геоструктур. Экструзии основной и ультраосновной магм, накопление кластических и химических осадков происходили в обширных, обычно изометрических морских бассейнах с многочисленными вулканическими постройками. В этих условиях в процессе прогибания накапливались многокилометровые толщи вулканогенно-осадочных пород, подвергшихся складчатости и гранитизации в саамскую (?) и кеноранскую эпохи тектогенеза. По завершении кеноранского тектогенеза в геологической истории рассматриваемой территории наступил резкий перелом, обусловивший специфику ее дальнейшего развития.

В тектонической провинции Сьюпериор кеноранский диастрофизм выразился в формировании гранито-гнейсовых куполов, чаш и овалов, с которыми сопряжены килевидные сжатые, а местами опрокинутые синклинали, сложенные осадочно-вулканогенными породами серии Киватин. В результате кеноранской гранитизации тектоническая провинция Сьюпериор превратилась в единую кон-

солидированную стабильную геоструктуру, не испытывающую в дальнейшем существенных перестроек. В ходе протогоэосинклинального этапа геологического развития тектонической провинции Сьюперриор были заложены крупные протяженные шовные грабен-синклинали, контролируемые глубинными разломами и выполненные мощными толщами обломочных пород — продуктами размыва гранитизированного нуклеарного комплекса и основными эффузивами. Протогоэосинклинальный режим сменился протоорогенным (протоплатформенным по Е. В. Павловскому [1964]), ознаменовавшимся развитием своеобразных наложенных депрессий — перикратонных прогибов, в пределах которых накапливались отложения гуронского комплекса. Это преимущественно осадочные породы (кварциты, конгломераты, гравелиты, в том числе ураноносные, глинистые сланцы, известняки, доломиты, при подчиненной роли вулканитов) общей мощностью 4260—13 560 м. Метаморфизм перечисленных отложений значительно более слабый, чем у пород архейского фундамента, и лишь вблизи крупных пограничных зон разломов достигает амфиболитовой фации. Ураноносные конгломераты приурочены к основанию гуронских отложений, которые развиты в южной части щита в виде огромного выпуклого к югу дугообразного пояса шириной около 70 км, простирающегося от оз. Верхнего на западе до оз. Тимискаминг на востоке. Общая протяженность этого пояса, по С. Роско [Roscoe S., 1969], около 480 км.

Гуронские отложения, выполняющие перикратонные прогибы, трансгрессивно залегают на метаморфизованных зеленокаменных породах архейской серии Киватин и прорывающих их кеноранских гранитах, возраст которых не моложе 2600—2800 млн. лет. Фундамент прогибов сложен главным образом разнообразными кислыми породами — гранитами, гранито-гнейсами и гнейсами; в меньшей мере распространены метаморфизованные основные вулканиты и осадочно-вулканогенные породы, выделяемые в серию Тимискаминг, а также интрузии габброидов. Во многих участках на гранитах и основных метавулканитах сохранились метаморфизованные остатки древней коры выветривания, предшествовавшей накоплению отложений гуронского возраста.

С. Холмс [Holmes S., 1958] показал, что конгломераты района Блайнд-Ривер выполняют сравнительно узкие эрозионные желоба в поверхности архейского фундамента, а ураноносные гравелиты приурочены к уступам основания догуронских отложений. Важную роль геоморфологического фактора в формировании толщ ураноносных конгломератов отмечает и В. Н. Котляр [1960], указывающий на наличие в районе Блайнд-Ривер двух долинообразных депрессий юго-восточного направления, к которым и приурочены ураноносные конгломераты. Л. И. Салоп [1972] на основании анализа палеофациальных условий осадкообразования приходит к выводу, что нижнегуронские отложения накапливались в узком асимметричном прогибе, расположенном вдоль юго-восточной окраины кратона Сьюперриор, параллельно краевому поднятию.

Осадочные образования прорваны силлоподобными телами и дайками габброидов, которые, вероятно, относятся к трем разновозрастным интрузивным комплексам с интервалами формирования соответственно 2100—2400, 1700—2100, 1000—1300 млн. лет [Roscoe S., 1969]. Восточнее рудника Пронто гуронские отложения прорваны гранитным батолитом Катлер, возраст которого по радиологическим данным 1100—2000 млн. лет. Метаморфизм гуронских пород в большинстве районов очень слабый, об этом свидетельствуют наличие в породах неравновесных минеральных ассоциаций и хорошая сохранность первоначальных седиментационных структур и текстур. С. Роско [Roscoe S., 1969] предлагает выделить гуронские отложения в гуронскую супергруппу, подразделяемую на ряд групп и формаций.

Урансодержащие кварцево-галечные конгломераты и крупнозернистые олигомиктовые песчаники размещаются, как правило, среди сравнительно плохо сортированных песчаных пород зеленого цвета, объясняющегося обилием в составе цемента хлорита и серицита. Наиболее мощные продуктивные горизонты приурочены к формации Матиненда, хотя рудоносные залежи встречаются и в стратиграфически более высоких пачках песчаных пород, обычно на северных участках, расположенных ближе к области сноса.

По данным С. Роско [Roscoe S., 1969], некоторые группы гуронской супергруппы соответствуют крупным циклам осадконакопления, каждый из которых начинается грубообломочной грауваккой, в средней части состоит из тонкозернистых отложений и завершается псаммитами. Гуронские отложения формировались вдоль краевой части геосинклинали, с которой связана вулканическая деятельность, в то время как центральная часть региона, лишенная вулканитов, вероятно, представляла собой краевую неустойчивую часть платформ.

Формация Матиненда — главная рудоносная формация гуронских отложений — слагает протяженный пояс вдоль флангов антиклинали Чиблоу от оз. Пекорс до рудника Пронто и северное крыло синклинали Квирк. Эта формация характеризуется неоднородным строением, резкими изменениями мощности отдельных прослоев, межформационными несогласиями, быстрыми фациальными переходами. В основании формации обычно залегают более грубые породы с обилием галечного материала. Большая часть разреза сложена массивными, грубо- и среднезернистыми, сравнительно хорошо сортированными субаркозами белого, серого, бурого и светло-желтого цвета. Однако слабо минерализованные ураноносные конгломераты приурочены к грубозернистым, плохо отсортированным и желтоватым субаркозам, в составе которых преобладают плохо окатанный кварц и калиевый полевой шпат, погруженные в серицитовый цемент.

Рельеф поверхности зеленокаменных и гранитных пород, на которых отложилась формация Матиненда, очевидно, является главным фактором, контролировавшим изменение ее фаций и мощностей. Установлено, что рудные зоны Нордик и Квирк, приурочен-

ные к эрозионным депрессиям в фундаменте, связаны с размывом зеленокаменных толщ и гранитов. Ураноносные конгломераты в отложениях, перекрывающих фундамент, сложенный зеленокаменными породами, встречаются чаще, чем в отложениях, залегающих на границах. Однако известны два урановых месторождения и над гранитным основанием (Агнью-Лейк и Керр-Аддисон).

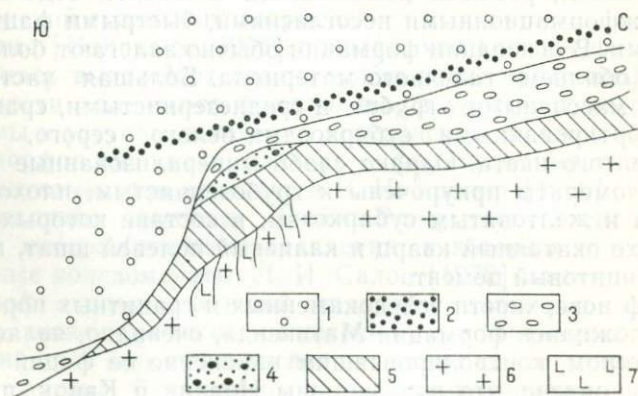
С. Роско считает, что рельефом фундамента контролируются распространение и мощность лишь тех ураноносных конгломератов, которые залегают непосредственно на фундаменте. В других случаях расположение ураноносных конгломератов определяется местонахождением источника обломочного материала и направлением речных потоков. И, наконец, распространение зон гравийных и галечных субаркозов контролируется также дифференцированными вертикальными движениями отдельных блоков фундамента во время осадконакопления. С. Холмс [Holmes S., 1956] указывает, что во всех случаях промышленные пласты ураноносных конгломератов имеют отчетливо выраженный структурный контроль и прослеживаются вдоль уступов фундамента, ограничивающих дорудные депрессии (рис. 3). В таких участках отмечается интенсивный размыв продуктов коры выветривания.

Среди ураноносных кварцево-галечных конгломератов гуронского пояса выделяются два типа — пиритовый и гематитовый, содержащие в значительном количестве соответственно пирит или окислы железа. Промышленные концентрации уранинита приурочены к пиритовому типу, но даже и здесь тория чаще содержится больше, чем урана.

Самые обширные, мощные и богатые конгломератовые зоны находятся в районе Эллиот-Лейк и вблизи Агнью-Лейк. Д. Гриффит,

Рис. 3. Соотношение ураноносных конгломератов и уступа основания на руднике Пронто, УРП Блайнд-Ривер (по данным С. Холмса).

1 — кварциты; 2 — галечники; 3 — конгломераты; 4 — ураноносные конгломераты; 5 — кора выветривания; 6 — гранито-гнейсы комплекса основания; 7 — дайки диабазов.



С. Роско [Griffith J., Roscoe S., 1964] подсчитали рентабельные запасы главных рудных зон Эллиот-Лейк и оценили их примерно в 200 тыс. т U_3O_8 . Приблизительно такое же количество содержится в более низкосортных конгломератах в зонах, обрамляющих рудные тела с востока.

Пиритоносные конгломераты состоят из кварцевой и кремневой гальки и цементируются серицитовым, полевошпатовым кварцитом, содержащим зерна пирита, титановых минералов, монацита и циркона. Радиоактивные минералы представлены уранинитом, браннеритом, тухолитом, ураноторитом, ураноторианитом, коффинитом, алланитом, ксенотимом и вторичным гуммитом. В рудах Эллиот-Лейк наибольшее значение имеют уранинит, браннерит, ассоциации радиоактивных минералов, включающие браннерит в сочетании с анатазом и рутилом, возможно, ураноторит и монацит. Ураноторит, вероятно, является главным рудным минералом в конгломератах Агнью-Лейк. В других конгломератовых рудах этого района широко распространен тухолит. Золото в конгломератах устанавливается, как правило, от следов до 0,141 г/т. В ряде проб из рудных зон содержание его колеблется от 0,28 до 1,12 г/т.

Несмотря на обилие определений абсолютного возраста, достоверная радиологическая модель развития провинции Блайнд-Ривер еще не разработана. Радиологические данные, полученные различными методами, часто противоречивы. Единственным устойчивым репером, фиксирующим верхнюю возрастную границу гуронских отложений, является возраст прорывающих их долеритов Нипайсинг. По данным рубидий-стронциевого метода, габбро и габбро-диабазы из района Тессалон — Эллиот-Лейк имеют возраст 2150 млн. лет. Изотопный состав свинца из галенита серебряных жил, секущих этих породы в районе оз. Кобальт, соответствует 2200—2300 млн. лет [Roscoe S., 1969]. Д. Робертсон [Robertson D., 1974] на основании новейших региональных исследований пришел к выводу, что гуронские отложения сформировались в интервале времени 2200—2560 млн. лет.

С. Роско [Roscoe S., 1969], отмечая значительное количество пирита и уранинита в пиритовом типе кварцево-галечных конгломератов, считает, что они накапливались за счет выветривания пород фундамента в условиях недостатка свободного кислорода в атмосфере. В связи с этим в восстановительной обстановке в древних россыпях могли сохраняться уранинит и пирит, неустойчивые в условиях окислительной среды. Ко времени накопления отложений группы Кобальт восстановительная обстановка сменилась окислительной и пиритовый тип ураноносных конгломератов сменился гематитовым, известным в формации Лоррейн и характеризующимся отсутствием пирита и уранинита, низким содержанием урана и высоким — тория и редких земель.

Источником обломочного материала металлоносных конгломератов считают либо верхнеархейские толщи [Derry D., 1961; Campbell F. A., 1965; Roscoe S., 1969; Салоп Л. И., 1972], либо много-

численные гранитные пегматиты и мигматиты кристаллического фундамента.

Зеленокаменные толщи не содержат сколько-нибудь значительных концентраций урана. Среднее содержание его, по данным С. Роско, составляет 0,0003%. Вместе с тем уран в осадочных породах районов Блайнд-Ривер и Эллиот-Лейк тесно ассоциирует с золотом, источником которого считают гидротермальные месторождения золото-кварцевого и золото-сульфидного типов, локализованные в зеленокаменных толщах архея. С другой стороны, гранито-гнейсы фундамента содержат 0,002% урана и 0,0016% тория, а догуронские граниты характеризуются очень высокой радиоактивностью, и нередко (район Эллиот-Лейк) содержание урана в них достигает 0,01% [Roscoe S., 1969].

Анализ вещественного состава металлоносных конгломератов Блайнд-Ривер и условий их формирования свидетельствует, скорее, о смешанном характере обломочного материала, накапливавшегося за счет разрушения как зеленокаменных пород, так и гранитоидов фундамента. Несомненно важная роль докембрийских пенеппленов в формировании ураноносных конгломератов, так как в ряде обнажений отчетливо намечается налегание конгломератовых толщ на продукты коры выветривания. Эпохи докембрийской пенеппленизации и образования кор выветривания непосредственно следуют за эпохами общей орогении, установленными в настоящее время радиологами для планеты в целом [Тугаринов А. И., Войткевич Г. В., 1970].

Наиболее важные для образования ураноносных конгломератов события произошли на Канадском щите около 2800 млн. лет назад. В это время тектоническая провинция Сьюперитор окончательно оформилась как относительно стабильная платформенная геоструктура (протоплатформа), в краевых частях которой на фоне общего устойчивого воздымания, сопровождавшегося формированием зрелых кор выветривания, складывалась и развивались приразломные перикратонные прогибы. Заложение перикратонных прогибов тесно связано с блоковыми движениями кристаллического фундамента. Обширные грабенообразные прогибы на склонах протоплатформ развивались по принципу устойчивого погружения. Специфика развития протоплатформы подчеркивается характером вулканизма — диабазы, базальты и андезиты. Как главный вывод отсюда следует признание ведущей роли суборогенного типа развития земной коры, обусловившего формирование ураноносных конгломератов.

Урановорудная провинция Витватерсранд

Геология и вещественный состав ураноносных конгломератов Витватерсранда изучены достаточно детально [Ramdohr P., 1958; Roscoe S., 1969; Hallbauer D.K., 1972; Hallbauer D.K., Joughin N.C., 1973; Pretorius D., 1974, и др.]. Ряд вопросов геологии и рудонос-

ности древних конгломератов рассмотрен советскими учеными — В. Н. Котляром [1960], В. М. Чайкой [1969], Л. И. Салопом [1972]. Большой интерес исследователей к району Витватерсранд обусловлен его огромным экономическим значением в мировой добыче золота и урана.

По представлениям В. Е. Хаина [1971] и Ю. Шубера [Тектоника Африки, 1973], район Витватерсранд располагается на северо-западном склоне Трансваальского кратона, или, по В. Е. Хаину [1971] массива, сложенного архейскими метаморфическими породами фундамента древней платформы. Трансваальский кратон был консолидирован в конце позднего архея и с начала раннего протерозоя развивался в условиях протоплатформенного режима. Границы Трансваальского кратона: с севера — складчатый пояс Лимпопо, или Мессина, с юго-запада — гигантский глубинный долгоживущий разлом Дорнберг, частично скрытый под отложениями системы Карру, с юга — складчатая сложная система Кейс, а с запада и северо-запада — структуры раннепротерозойского пояса Матсап. Восточной границей массива является Мозамбикский складчатый пояс меридионального простирання.

Средняя мощность земной коры в пределах кратона Трансвааль по гравиметрическим данным 42—43 км. В районе гнейсо-гранитового купола Вредефорт поверхность Мохо поднимается до 40 км. В направлении складчатого пояса Лимпопо мощность земной коры резко увеличивается до 47—49 км. Здесь мы усматриваем черты сходства в позиции УРП Блайнд-Ривер и Витватерсранд: в том и в другом случае перикратонные прогибы, выполненные ураноносными и золото-ураноносными осадочными формациями, непосредственно соседствуют с полициклическими гетерогенными складчатыми поясами, характеризующимися резко увеличенной мощностью земной коры.

Древнейший нуклеарный этап выделяется в пределах Трансваальского кратона условно [Салоп Л. И., 1972]. Наиболее крупным, но слабо изученным реликтом нуклеарных структур является гранулитогнейсовый массив Мкондо в Свазиленде площадью около 5000 км². Абсолютный возраст пород массива превышает 3500 млн. лет.

Прогеосинклинальный комплекс представлен кристаллическими породами системы Свазиленд. В ее составе выделяют серию Онвервахт (нижнюю), сложенную в основании мощной толщей метаморфизованных основных, отчасти кислых лав (выше среди них появляются кремнистые сланцы), и серию Фиг-Три (верхнюю), представленную джеспилитами, кремнистыми и глинистыми сланцами, граувакками со слоистой текстурой, гравелитами и мраморами в верхней части разреза. Присутствуют послонные тела основных и средних вулканитов [Houghton S., 1963]. Радиологический возраст пород системы Свазиленд около 3500 млн. лет [Delwiche, Cahen L., 1962 г.]. Возраст прорывающих ее гранитов Халфуй-Хаус — 3200, древнейших гранитов Свазиленд — 3440—3300 млн. лет [Coertze F., Schifano J., 1970 и др.].

Кристаллические породы системы Свазиленд прорваны ультраосновными породами, претерпели интенсивный метаморфизм в условиях гранулитовой фации, а затем многофазный процесс гранитизации, ультраметаморфизма и площадного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. Режим прогеосинклиналиального этапа Е. В. Павловский [1964, 1970] характеризует как внегеосинклиналиальный. И действительно, осадконакопление системы Свазиленд с мощным наземным вулканизмом основного и среднего состава в начальные этапы в обширных изометрических бассейнах, последующий региональный метаморфизм и гранитизация свидетельствуют о значительном отличии подобного тектонического режима от типичного геосинклиналиального.

Примечателен общепризнанный факт, который получил отражение в объяснительной записке к тектонической карте Африки [Тектоника Африки, 1973] и в работе С. Хоутон [Houghton S., 1963]: прогеосинклиналиальный этап характеризуется отсутствием инверсионной стадии, линейной ориентировки геоструктурных элементов и других признаков геосинклиналиального тектонического режима. Единственной мощной фазой орогенеза на территории Трансвааля была постмодисская деформация. Несмотря на это, гранитизация в пределах Трансваальского кратона проявилась весьма широко, первичные породы почти полностью переработаны и сохранились только в межкупольных килевидных синклиналиях, не имеющих определенной ориентировки.

На современном эрозионном уровне в пределах Трансваальского кратона сохранились два крупных геосинклиналиальных трога: на месте горной страны Барберто и в зоне Мурчисон. Протяженность их до 100—120, ширина от 20 до 40—50 км. В пределах трогов на слабо дислоцированных образованиях системы Свазиленд с резким несогласием залегают многокилометровые осадочно-вулканогенные толщи системы Модис, представленные метапесчаниками, кварцитами, сланцами и конгломератами [Houghton S., 1963, и др.].

Архейский возраст системы Модис обосновывается радиологическими датировками прорывающих ее гранитов Трансвааля, превышающими 2700 млн. лет [Cahen L., 1962]. По данным Ф. Корци Дж. Шифано [Coertze F., Schifano J., 1970], возраст системы — более 3300 млн. лет. Как отмечает В. Е. Хаин [1971], система Модис служит примером типичной геосинклиналиальной толщи.

В конце прогеосинклиналиального цикла модисские геосинклиналии испытали частичную инверсию, интенсивное сжатие и гранитизацию. Гранитизация захватила отложения не только системы Модис, но и системы Свазиленд, в результате чего сформировался жесткий гранитоидный кристаллический фундамент, который по степени консолидированности можно сравнить с цоколем платформ.

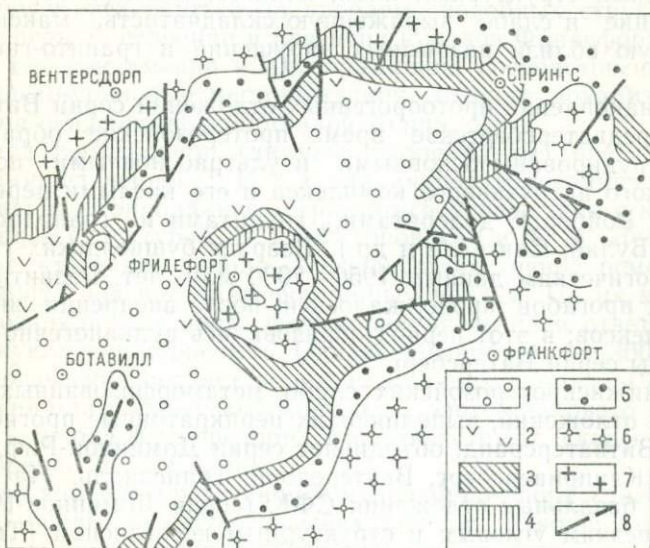
Отмирание модисских геосинклиналиальных поясов привело к формированию устойчивой геоструктуры платформенного типа — протоплатформы, отдельные части которой развивались в несколько

различном тектоническом режиме. В раннем протерозое на склонах протоплатформы, в ее северной и западной частях, на границах со складчатыми поясами Лимпопо и Южно-Африканским, формировались и устойчиво прогибающиеся перикратонные прогибы [Тектоника Африки, 1973; Хаин В. Е., 1971, и др.]. Крупнейшим из них является бассейн Витватерсранд (рис. 4) площадью свыше 45 тыс. км². Пожалуй, самой примечательной особенностью положения золото-ураноносных отложений Витватерсранда является раннее заложение протоплатформенной депрессии. Консолидация Трансваальского массива относится к интервалу 3000—3250 млн. лет, в то время как на других щитах мира консолидация фундамента завершилась не ранее 2700 млн. лет назад [Тугаринов А. И., Войткевич Г. В., 1970; Фолинсби Р. Е., 1972; Тектоника Африки, 1973; Хаин В. Е., 1971; Pretorius D., 1974 и др.].

Рассматривая вопросы динамики докембрийских структур Африки, В. Е. Хаин [1971] увязывает заложение и развитие перикратонных прогибов типа Витватерсранд с компенсационным опусканием блоков земной коры по периферии Трансваальского кратона, обусловленным воздыманием ряда структур Юго-Западной Африки. В результате в пределах Трансваальского кратона оформились

Рис. 4. Геологическая схема УРП Витватерсранд (по материалам Э. Мунтэна и А. Дю Тойта).

1 — чехол древней платформы, система Карру; 2—5 — протоорогенные отложения: 2 — серия Вентерсдорп, 3 — серия Витватерсранд, перекрытая породами системы Карру, 4 — серия Витватерсранд, нижняя продуктивная часть, 5 — серия Доминион-Риф; 6, 7 — фундамент древней платформы: 6 — гранито-гнейсы и граниты, перекрытые породами системы Карру, 7 — то же, выходящие на дневную поверхность, 8 — тектонические нарушения.



гигантская эндоплатформенная депрессия (бассейн Витватерсранд) и более мелкие депрессии (Клерксдорп, Западный Трансвааль), выполненные многокилометровой (до 16 км) протерозойской вулканогенно-осадочной континентальной толщей, представляющей собой наиболее ранние протоорогенные образования Африканского континента. Своеобразие этих отложений заключается в большой мощности и значительной доле вулканогенных пород преимущественно среднего и в меньшей степени кислого состава. Для сравнения укажем, что на других протоплатформах роль вулканогенных пород ничтожна: в составе гуронской серии к ним предположительно относятся кислые вулканы Коппер-Клиф, основные и средние вулканы Тессалон (Патер, Стоби), залегающие в основании серии; значительную роль играют вулканы в разрезе ятулия в пределах Балтийского щита, на Алданском щите они полностью отсутствуют. Бассейн Витватерсранд выделяется максимальным прогибанием и интенсивным проявлением растягивающих напряжений, способствовавших проникновению магмы в верхние горизонты земной коры.

Накопление многокилометровой толщи протоорогенных вулканогенно-осадочных отложений происходило в условиях устойчивого, но прерывистого прогибания, в результате чего в разрезе фиксируется ряд значительных перерывов и местных несогласий. Последний принадлежит особая роль в рудоконтроле, поскольку они определяют размещение продуктивных горизонтов.

Прогибание бассейна полностью компенсировалось накоплением обломочного материала. Почти все геологи сходятся во мнении, что современные границы депрессии близки к первоначальным границам бассейна осадконакопления. Протоорогенные отложения имеют единый структурный план, пологое, местами горизонтальное залегание и слабо выраженную складчатость, максимально проявленную вблизи разрывных нарушений и гранито-гнейсовых куполов.

После накопления протоорогенных отложений серии Витватерсранд в предватерсбергское время протерозойские образования были интродуцированы основными и ультраосновными породами бушвелдского интрузивного комплекса и его кислыми дериватами (граниты Ройберг), долеритами, гранитами и гранодиоритами (плутоны Булай, Сингелле и др.). Возраст бушвелдских гранитов по радиологическим данным 1950—2000 млн. лет. Развитие перикратонных прогибов продолжалось и после внедрения интрузивных комплексов; в этот период образовались вулканогенно-осадочные породы серии Ватерсберг.

СФК нижнепротерозойских слабо метаморфизованных протоорогенных отложений, выполняющих перикратонные прогибы типа бассейна Витватерсранд, объединяет серии Доминион-Риф, Витватерсранд, Клиприверсберг, Вентерсдорп, Трансвааль. На породах основания базальные отложения СФК (серия Доминион-Риф) залегают с резким угловым и структурным несогласием [Truter F., 1950; Салоп Л. И., 1972, и др.]. Возраст серии Доминион-Риф по

свинцово-изотопному датированию сульфидов и апатита составляет 2800 млн. лет. Серия Витватерсранд, определяющая облик рассматриваемой УРП, и СФК, с которыми она связана, залегают с небольшим перерывом на отложениях серии Доминион-Риф или же непосредственно на кристаллическом основании архея. Она подразделяется на пять свит (снизу вверх): Хоспител-Хилл, Гавернемент-Риф, Джеппстаун (нижняя подсерия), Майн-Берд и Кимберли-Элсбург (верхняя подсерия).

Для строения бассейна характерно относительно спокойное залегание пластов, осложненное пологой складчатостью. Углы наклона пластов уменьшаются вверх по разрезу от 24 до 18°. Для разреза отложений бассейна Витватерсранд характерно выклинивание по латерали как отдельных пластов и свит, так и целых серий. Например, серия Доминион-Риф известна только в обрамлении купола Фридефорт и в пределах золоторудного поля Клерксдорп; в северо-восточной части бассейна из разреза выпадает верхняя часть серии Клиприверсберг; нижняя часть разреза серии Витватерсранд отсутствует в пределах золоторудного поля Эвандер и т. д. Осадконакопление витватерсрандского времени характеризуется общей миграцией береговой линии в юго-восточном направлении. Большая роль в конфигурации внешних границ бассейна и его внутреннем строении принадлежит неровностям поверхности фундамента, и в первую очередь крупным овальным структурам — гранито-гнейсовым куполам, окаймленным протерозойскими терригенно-вулканогенными отложениями (рис. 5). По данным Д. Преториуса [Pretorius D., 1974], именно гранито-гнейсовые купола определяют структурный контроль золото-уранового оруденения. Крупнейшими из них являются купола Йоханнесбург, Вильерс, Фридефорт, Вессельсброун, Вермаас, Вестердем и Врейсрус.

Следует остановиться на проблеме подобных структур, в первую очередь на строении и развитии куполов Фридефорт и Крагерсдорп, так как именно в их обрамлении сосредоточены крупнейшие золото-урановые месторождения, которые локализируются среди пород осадочно-вулканогенной толщи.

Купол Крагерсдорп (диаметр около 45 км) представляет собой, по определению Л. И. Салопа, «купол облекания». По своему строению это конкордантное гранито-гнейсовое тело с конформной внутренней структурой. В. С. Федоровский и А. М. Лейтес [1968] считают, что такие купола — результат частичной ремобилизации фундамента под протоплатформенным чехлом. По их мнению, купола возникли уже после формирования чехла и ответственны за частичную его складчатость. Однако древний (более 3000 млн. лет) радиологический возраст пород, слагающих купола, и отчетливый структурно-литологический контроль золото-уранового оруденения вблизи купола Крагерсдорп свидетельствуют, скорее, в пользу точки зрения Л. И. Салопа.

Иную картину представляет купол Фридефорт (диаметр около 47 км) — одна из геологических загадок Южной Африки. Его строение и запрокинутое вблизи купола залегание пород прото-

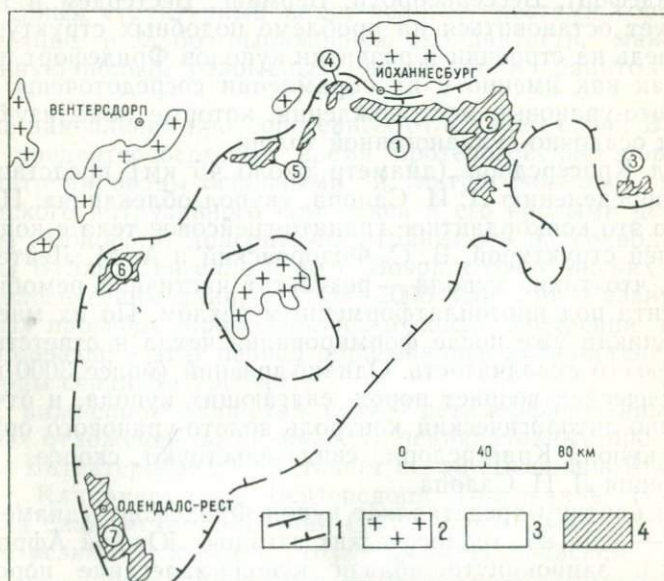
платформенного чехла (серий Доминион-Риф и Витватерсранд) наводят на мысль о значительной тектонической активности структуры уже после формирования чехла. Среди зарубежных геологов широкое распространение получила гипотеза образования купола Фридефорт в результате взрыва с энергией 10^{21} Дж гигантского метеорита диаметром 2,3 км с массой $3 \cdot 10^{10}$ т [Boon J., Albritton C., 1937; Daly R., 1947].

Положение главнейших куполов и их групп в совокупности с блоковыми перемещениями фундамента предопределило направление сноса грубообломочных осадков и конфигурацию полей развития псефитовых отложений.

Детальный анализ литолого-фациальных особенностей осадконакопления в пределах золото-урановых полей бассейна Витватерсранд показывает, что грубозернистые породы представляют собой фации русловых потоков и дельт. К настоящему времени в пределах бассейна Витватерсранд выявлено шесть крупных конусов выноса («вееров»), которым соответствуют главные промышленные золото-урановые поля: Западный Ранд, Восточный Ранд, Эвандер, Карлтонвилл, Клерксдорп, Велком (рис. 6). Отдельные продуктивные конгломератовые горизонты занимают огромные площади.

Рис. 5. Положение главнейших золото-ураноносных площадей УРП Витватерсранд (с использованием данных Р. Пеллетье).

1 — границы бассейна Витватерсранд; 2 — гранито-гнейсовые купола; 3 — слабо метаморфизованные протоорогенные отложения нижнего протерозоя; 4 — главные промышленные площади (цифры в кружках): 1 — Центральный Ранд, 2 — Восточный Ранд и Хейдельберг, 3 — Кинросс, 4 — Западный Ранд, 5 — Дальний Западный Ранд, 6 — Клерксдорп, 7 — Одендалс-Рест.



Так, например, площадь распространения горизонтов Вааль-Риф и Клерксдорп при мощности 2 м достигает 250 км².

Основу экономического потенциала Витватерсранда составляют горизонты конгломератов. Как уже отмечено выше, конгломераты входят в разрез базальных частей отдельных седиментационных циклов. Вместе с тем промышленная минерализация характерна только для маломощных горизонтов и линз конгломератов. Так, в пределах конуса Западного Ранда конгломераты с промышленными содержаниями золота и урана составляют только 2% от общей мощности конгломератовой толщи.

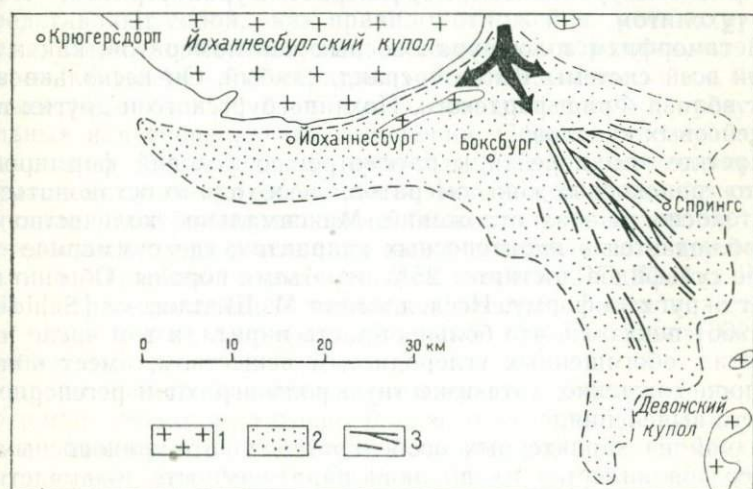
По оценкам южноафриканских геологов, наиболее перспективными являются конусы с максимальным развитием преимущественно олигомиктовых пиритоносных конгломератов. В типично золото-ураноносных конгломератах Витватерсранда пирит составляет до 90% от общего количества сульфидов в цементе. Среднее содержание его в породе около 3% (15% от объема цемента).

Ведущие промышленные минералы — золото, уранинит, пирит, платиноиды — часто имеют окатанную форму и несут признаки последующей регенерации и переотложения. Но даже в регенированных кристаллах нередко наблюдаются реликты окатанных обломочных зерен [Schidlowski M., 1966; Saager R., Esselaar P., 1969].

По данным Д. Преториуса [Pretorius D., 1974], в Витватерсранде эксплуатируется 16 продуктивных ураноносных горизонтов. Ураноносные конгломераты располагаются на различных страти-

Рис. 6. Речной конус выноса Западного Ранда.

1 — гранито-гнейсовые купола; 2 — промышленные золото-ураноносные пласты Майн-Риф и Майн-Риф-Лидер, выходящие на поверхность либо перекрытые; 3 — палеорусл с высокими содержаниями золота и урановых минералов.



графических уровнях и различаются по составу. В плоскости пластов выделяются своеобразные «рудные» полосы или струи длиной до 1,5 км при ширине от 15—20 до 135—300 м. Содержание урана обычно составляет первые сотые процента, иногда достигает десятых долей процента, особенно в участках, обогащенных углеродистым веществом. Отмечается положительная корреляционная связь между содержанием урана и золота. Общая площадь золото-ураноносных конгломератов Витватерсранда 6400 км².

В УРП Витватерсранд главное промышленное значение имеют руды, в которых золото и уран концентрируются: 1) в цементе конгломератов; 2) в качестве тяжелой фракции пиритовых песчаников, головных частей конусов выноса; 3) в песчаниках вдоль поверхностей несогласия отдельных циклов седиментогенеза; 4) в глинистых породах, залегающих вдоль поверхностей несогласия отдельных литологических пачек; 5) в углеродсодержащих породах, развитых также вблизи поверхностей несогласия. Три последних типа возникли, скорее всего, в результате вторичного перераспределения урана и золота при разрушении и перемыве подстилающих пород. Первый и второй типы отражают условия первичного накопления этих элементов.

Важное значение для понимания генетических особенностей золото-уранового оруденения имеет вопрос о форме нахождения этих элементов в породах. Основная масса золота в отложениях Витватерсранда находится в цементе конгломератов, и только малая его часть локализована в сульфидах [Whiteside H., 1970]. В ассоциации с углеродистым веществом размер выделений золота колеблется от 0,001 до 2 мм. Средний размер частиц золота — 0,035, уранинита — 0,065, платиноидов — 0,055 мм. По мнению Д. Преториуса [Pretorius D., 1974], близкие размеры зерен рудных минералов свидетельствуют об их обломочном происхождении и слабой регенерации. Урановые и урансодержащие минералы представлены уранинитом, браннеритом, ураноторитом, монацитом, тухолитом.

Метаморфизм золото-ураноносных конгломератов, как и отложений всей системы Витватерсранд, слабый. Он несколько возрастает вблизи Фридефордского, Йоханнесбургского и других гранито-гнейсовых куполов.

Прежде чем перейти к рассмотрению условий формирования золото-ураноносных конгломератов, необходимо остановиться на пиритоносности этих отложений. Максимальное количество пирита наблюдается в пиритоносных кварцитах, где суммарное содержание сульфидов достигает 25% от объема породы. Обычно пирит имеет округлую форму. Исследования М. Шидловски [Schidlowski M., 1966] показали, что большая часть пирита, в том числе и в горизонтах, обогащенных углеродистым веществом, имеет обломочное происхождение, хотя известную роль играют и регенерированные его выделения.

Одной из характерных особенностей золото-ураноносных конгломератов является их высокая пиритоносность и, в частности,

присутствие хорошо окатанных обломков пирита, уранинита, реже золота и платиноидов. Учитывая, что сохранность окатанных зерен пирита в современных условиях практически невозможна (он будет окислен и разложен), противники россыпного происхождения золота и урана в конгломератах [Davidson D., 1957, и др.] приводили этот аргумент в пользу гидротермального происхождения металлов. Позднее П. Рамдор [Ramdohr P., 1958] и С. Роско [Roscoe S., 1969] обосновали возможность длительной сохранности уранинита низким содержанием кислорода в атмосфере раннего докембрия. Из советских геологов этот вопрос наиболее тщательно рассмотрен Л. И. Салопом [1972], который подчеркивает неповторимость в истории развития земной коры геохимических условий осадконакопления (в первую очередь низкое содержание кислорода) в раннем протерозое, что обеспечивало наряду с другими факторами поступление обломочных зерен легко окисляемых минералов в шлих и образование металлоносных конгломератов.

В последнее время получены новые фактические данные о возрастном положении золото-ураноносных конгломератов на различных континентах. Еще на первых этапах изучения рудоносных конгломератов большинство исследователей [Liebenberg W., 1955; Louw J., 1955; Ramdohr P., 1958; Котляр В. Н., 1960, и др.] отмечали синхронность их накопления и раннепротерозойский возраст пород. Д. Робертсон [Robertson D., 1974] и Р. Е. Фолинсби [1972] пришли к выводу, что формирование золото-ураноносных конгломератов происходило в интервале 2200—2800 млн. лет. Это полностью подтверждается последними радиологическими датировками [Pretorius D., 1974].

Изучение условий образования рудовмещающих отложений показывает, что формирование их происходило в континентальных аллювиальных (дельтаво-русловых) и прибрежно-морских условиях. Л. И. Салоп [1972] и Д. Преториус [Pretorius D., 1974] отмечают, что металлоносные конгломераты и песчаники Витватерсранда представляют собой, как правило, отложения речных русел и дельт, а лавы, чередующиеся с осадочными породами, по ряду признаков (наличие агломератовых брекчий, миароловых пустот, кор выветривания и т. д.) могут рассматриваться как результат азральных или субазральных изменений. Образование существенно кварцевых конгломератов происходило на пенепленизированных участках суши при интенсивном физическом и химическом выветривании. Эпох пенепленизации было достаточно много, о чем свидетельствуют многочисленные межформационные и внутриформационные перерывы. В ряде случаев, как и в УРП Блайнд-Ривер, зафиксировано залегание рудоносных конгломератов на древних корях выветривания, представленных высокоглиноземистыми сланцами.

Вопросы происхождения золота и урана в конгломератах Витватерсранда имеют достаточно большую историю. К началу 50-х годов подавляющее большинство геологов, наиболее ярким представителем которых был П. Рамдор, стояли на позициях россып-

ного происхождения золота и урановых минералов. Однако в работе Д. Давидсона [Davidson D., 1958] было обращено внимание на несоответствие возраста уранинитов существующим представлениям о сингенетичном с осадками накоплении урана и приводились обоснования гидротермального происхождения урановых минералов и золота в конгломератах. Последующее изучение влияния метаморфизма на результаты геохронологических исследований «сняло» эти расхождения.

По А. Дю Тойту [1957], источником золота и урана, заключенных в конгломератах, были древние метаморфические сланцы, граниты и гнейсы системы Свазиленд с широко распространенными среди них золотоносными кварцевыми жилами. Так, С. Д. Шер и др. [1967] указывают, что только в Южной Родезии в зеленокаменных отложениях системы Свазиленд имеется более 3500 небольших кварцевожильных месторождений золота. Л. И. Салоп [1972] также считает, что главным источником золота в конгломератах Витватерсранда являлись зеленокаменные толщи, широко здесь развитые. Эта точка зрения нашла прекрасное подтверждение в работе Д. Преториуса [Pretorius D., 1974]. Урановые минералы, как полагают многие исследователи, были извлечены из древних пегматитов, залегающих среди гнейсов и гранитов фундамента. Как отмечает В. Н. Котляр [1960], наличие перерывов и несогласий является одной из важнейших тектонических предпосылок накопления обломочного и рудного материала и последующего его обогащения. Продолжительность перерывов, по сути, является одним из главнейших факторов, определяющих образование и сохранность рудных минералов; лишь при достаточной длительности создаются условия для накопления значительных количеств рудных минералов. Вместе с тем при очень большой длительности перерыва в результате химического выветривания значительная часть минералов урана, и в первую очередь окислы, разлагается, а уран выносятся поверхностными и грунтовыми водами. В. Б. Брок и другие исследователи показали, что уранинит и золото концентрируются главным образом в подошве пластов, которые лежат с перерывом и несогласием на древней эродированной поверхности.

Другие районы развития ураноносных конгломератов

Помимо описанных выше двух крупнейших урановорудных провинций мира, золото-ураноносные конгломераты выявлены на Бразильском, Западно-Австралийском и Балтийском щитах. Открытие целой серии новых проявлений золото-урановой минерализации в древних конгломератах (месторождение Белу-Оризонти и район Питанджи в Бразилии, район Наланджайн в Австралии, месторождение Коли-Калтимо в Финляндии) наводит на мысль о принципиальной возможности обнаружения месторождений урана в сходных геологических обстановках — в перикратонных прогибах — практически в пределах всех древнейших щитов континентов.

Для обоснования поисковых и прогнозных критериев приводится в самых общих чертах характеристика известных проявлений урана Бразилии, связанных с древними конгломератами.

Золото-ураноносные конгломераты Бразилии (месторождения Жакобина, Белу-Оризонти, Питанджи) располагаются на склоне древнейшего Бразильского кратона. Протоорогенные относительно слабо метаморфизованные отложения серии Жакобина и коррелируемой с нижней ее частью формации Моеда серии Минас выполняют (месторождения Белу-Оризонти, Питанджи) протяженный изометрический прогиб — крупный тектонический блок Сьерра в районе Жакобина [Салоп Л. И., 1972; Ramos J., 1974; Robertson D., 1974]. Здесь золото-ураноносные конгломераты залегают на древнем, сложно дислоцированном и гранитизированном архейском фундаменте. Общая мощность серии Жакобина порядка 8 км [Салоп Л. И., 1972].

Главными урановыми минералами в цементе конгломератов являются уранинит и браннерит; кроме того, уран содержится в цирконе. Сопутствующие минералы — золото, пирит, пирротин, рутил, халькопирит, сфалерит, молибденит, ильменит.

Серия Верхняя Парамка (Гвиана), сопоставляемая с сериями Минас и Жакобина, прорвана гранитами, возраст которых 1925—1955 млн. лет (калий-аргоновый и рубидий-стронциевый методы). Д. Робертсон [Robertson D., 1974] считает, что серия Жакобина имеет значительно более древний возраст, сопоставимый с возрастом гуронских отложений. Об этом свидетельствуют также и косвенные данные. В Гвиане серия Рорайма, залегающая стратиграфически выше серии Верхняя Парамка, интродуцирована силами долеритов Рорайма, возраст которых превышает 2100 млн. лет [Hawkes D., 1966].

Группа месторождений района Белу-Оризонти размещается в формации Моеда, представляющей собой базальную часть серии Минас [Ramos J., 1972, 1974; Robertson D., 1974]. Рудоносная формация Моеда залегает с резким несогласием на гнейсах, кристаллических сланцах и гранитоидах группы Нова Лима (серия Риода-Вильяс) и в свою очередь перекрыта формацией Батагея группы Итабира. В составе формации Моеда преобладают кварцевогалечные олигомиктовые разности конгломератов. Окраска пород зеленовато-серая до белой. Тонкообломочные фации включают кварциты, филлиты. По данным Д. Дорра [Dorr J. van, 1969], снос грубообломочного материала происходил с запада, со стороны кратона, а в разрезе преобладают дельтовые фации древней речной сети.

Урановые минералы — браннерит, уранинит, урановая смолка, урансодержащие ксенотим и циркон. Обломочный уранинит ассоциирует с пиритом и золотом. Количество пирита в цементе конгломератов 5—20%. Как отмечают И. Рамос и М. Френкель [Ramos J., Fraenkel M., 1974], пирит представлен кристаллами двух генераций: 1) идиоморфными эпигенетическими кристаллами размером более 2 мм в тонкозернистых кварцитах, метаконгломера-

тах и сланцах; 2) мелкими округлыми зернами в цементе конгломератов, представляющими собой реликты обломочного пирита. Последний сопровождается окатанными зернами монацита, циркона, рутила.

Урановая минерализация приурочена к пиритосным конгломератам, однако отчетливой корреляции урана и железа нет, в то время как уран и титан коррелируются хорошо.

Заканчивая краткую характеристику концентраций урана и золота в древних конгломератах Бразилии, следует подчеркнуть следующие их особенности.

1. Новые находки золото-ураносных конгломератов на склонах древнего Бразильского кратона подтверждают гипотезу о перспективности на уран и золото конгломератов перикратонных прогибов, соседствующих с длительно воздымающимися кратонами [Салоп Л. И., 1972; Pretorius D., 1974; Ramos J., Fraenkel M., Robertson D., 1974].

2. Верхний предел возможного распространения урановорудной формации устанавливается по появлению в разрезах протерозойских отложений красноцветных образований, содержащих окисные формы железа.

3. Время формирования золото-ураносных конгломератов Бразилии на основании анализа прямых геологических радиохронологических данных ограничено интервалом 2200—2500 млн. лет [Robertson D., 1970; Ramos J., 1974].

Изложенные материалы по геолого-тектоническим, литолого-стратиграфическим и вещественным особенностям хорошо изученных УРП и УРР и конкретных УРМ ураносных и золото-ураносных конгломератов позволяют считать наиболее обоснованной точку зрения об осадочно-метаморфическом происхождении расматриваемого типа уранового оруденения.

Главные аргументы в пользу первично-осадочного происхождения урановых концентраций в конгломератах, изложенные в трудах В. Н. Котляра [1960], П. Рамдора [Ramdohr P., 1958], Л. И. Салопа [1972], Д. Робертсона [Robertson D., 1974], других авторов и дополненные нами таковы: 1) приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам (стратиграфический контроль); 2) преимущественная локализация оруденения в кварцевых олигомиктовых конгломератах и кварцито-песчаниках (литологический контроль); 3) резкое обогащение тяжелыми минералами, в том числе золотом и уранинитом, слоев, прилегающих к поверхностям несогласия и перемыва; 4) приуроченность большинства рудных залежей к фациям речных русел и конусов выноса (палеопотокам); 5) послойное распределение рудных компонентов в породе; 6) окатанная (округлая) форма нерегенерированных зерен золота, уранинита и сопровождающего их пирита; 7) ассоциации золота, уранинита и пирита с обломочными минералами тяжелой фракции — шпинелью, хромитом, платиноидами, монацитом, цирконом, касситеритом, иногда алмазом и др.; 8) равномерная и в общем сравнительно невысокая концентрация

рудных минералов в породах; 9) небольшие и приблизительно равные размеры (до 0,1 мм) округлых зерен золота, уранинита, пирита; 10) закономерное распределение серебра и золота в вертикальном и латеральном разрезах псаммитовых отложений, в целом отвечающее седиментогенной модели; 11) преимущественно «магматический» состав аксессуариев (уранинит, например, по содержанию тория и редкоземельных элементов резко отличается от смолки и уранинита, возникающих из гидротермальных растворов); 12) наличие в конгломератах уранинита с возрастом более 3000 млн. лет, т. е. превышающим возраст вмещающих пород.

О последующих метаморфических преобразованиях золота и урана свидетельствуют главным образом следующие факты: 1) признаки регенерации уранинита, золота, пирита; 2) наличие двух генераций пирита: ранней — аллотигенной, поздней — аутигенной; 3) образование браннерита в результате взаимодействия уранинита и титанатов; 4) переотложение урановых минералов на контактах с малыми интрузивными телами [Салоп Л. И., 1972]; 5) присутствие наряду с обломочным уранинитом, более древним, чем вмещающие породы, молодого регенерированного уранинита, возраст которого соответствует возрасту молодых интрузивных пород и синхронен метаморфизму рудовмещающих толщ.

Важным вопросом в проблеме золото-ураноносных конгломератов является их стратиграфическое положение. В работах В. Н. Котляра [1960], Л. И. Салопа [1972], Д. Робертсона [Robertson D., 1974] было показано, что эти конгломераты приурочены к базальным частям СФК эндоплатформенных перикратонных прогибов, сформировавшихся в интервале 2000—2600 млн. лет. Д. Робертсон критически пересмотрев имеющиеся данные о возрасте металлоносных конгломератов, пришел к выводу о несколько более древнем их возрасте — 2200—2800 млн. лет. Этот вывод подтверждается и новейшими радиологическими датировками урановых минералов и магматических пород Витватерсранда.

Одним из наиболее проблематичных был вопрос о причинах строгой хронологической ограниченности развития золото-ураноносных конгломератов. Однако и он за последние годы получил довольно обоснованное объяснение. Начиная с работ П. Рамдора [Ramdohr P., 1958] развивается и теоретически обосновывается идея о бескислородном составе атмосферы в раннем протерозое [Салоп Л. И., 1972; Фолинсби Р. Е., 1972]. Наиболее убедительно это показано Д. Робертсоном [Robertson D., 1974]. Анализируя литологический состав протоорогенных отложений Канады, Южной Африки, Бразилии и Австралии, он установил, что нижние части разрезов в пределах ураноносных структур выполнены сероцветными отложениями, характерными для условий бескислородной или малоокислородной атмосферы, в то время как в верхах разрезов непременно присутствуют красноцветы, обогащенные окисным железом. Аналогичную закономерность отмечает Л. И. Салоп [1972].

По мнению некоторых авторов, в пользу восстановительной среды накопления золото-ураноносных конгломератов свидетельст-

вует тесная ассоциация уранинита, золота и пирита на ряде месторождений с углеродистым веществом (тухоломитом).

* * *

Анализ главнейших особенностей рассмотренной группы УРП позволяет наметить ведущие закономерности их формирования и размещения.

1. Тектоническая позиция урановорудных провинций определяет их приуроченность к эндопротоплатформенным перикратонным прогибам, выполненным СФК относительно слабо метаморфизованных континентальных протоорогенных отложений. Такие прогибы развиваются на склонах древнейших кратонов, сложенных архейскими метаморфическими и ультраметаморфическими породами.

2. Отложения, вмещающие золото-ураноносные конгломераты в пределах древних щитов и массивов, сформировались 2200—2800 млн. лет назад. Для того времени ведущим геологическим процессом была осадочная — механическая и химическая — дифференциация. Здесь необходимо отметить, что на этом этапе формирования сиалической земной коры только процесс очень длительной механической дифференциации смог привести к возникновению УРП такого типа.

3. В пределах эпиархейских кратонов — областей сноса — широко развиты кристаллические породы гранитоидного состава с урансодержащими пегматитами и осадочно-вулканогенные прогеосинклинальные отложения, вмещающие в пределах Южной Африки, например, многочисленные мелкие месторождения золота. Эти образования и служили основным источником золота и урана для древних россыпей. Нуклеарные ядра кратонов, образовавшиеся в результате магматической и последующей механической дифференциации и преобразованные в процессе мощной архейско-раннепротерозойской гранитизации, явились первичными золото-ураноносными геохимическими провинциями.

4. Ведущим типом УРМ в этой группе УРП являются осадочно-метаморфогенные месторождения урановой и золото-урановой формации в песчаниках и конгломератах.

5. Протоорогенные отложения с золото-ураноносными конгломератами в различных УРП этого типа имеют сходный литолого-петрографический состав и характеризуются сходной последовательностью осадконакопления.

6. Литолого-фациальные особенности мелкообломочных отложений указывают на накопление их в мелководных бассейнах в прибрежно-морских и лагунных условиях. Грубообломочные толщи принадлежат к дельтово-русловым фациям.

7. Широкое развитие зрелых кварцевых или олигомиктовых конгломератов, содержащих в цементе обломочные окатанные зерна пирита, золота и других тяжелых минералов, дополнительно

свидетельствует о длительности процессов механической и химической дифференциации.

8. Толщи несут все признаки формирования в условиях недостатка свободного кислорода в атмосфере.

УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗОНАХ ПРОТОАКТИВИЗАЦИИ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ШИТОВ

Формирование рассматриваемой группы УРП обусловлено свойственным дейтерогейскому мегахрону характером развития Земли, выражающимся в появлении и расширении подвижных поясов. Процессы магматической дифференциации, регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, энергично и повсеместно протекавшие в протогее, несколько ослабевают и локализуются в пространстве. Возрастает роль крупных разрывных нарушений, обуславливающих дифференцированное развитие различных блоков и контролирующих разнообразные геологические процессы — осадконакопление, магматизм, метаморфизм, рудогенез и в том числе формирование и размещение урановых месторождений. Ряд специфических черт таких процессов сближает их с тектоно-магматическими процессами зон фанерозойской ТМА. Это позволяет рассматривать подобные явления как протоактивизацию древнейших блоков земной коры, проявившуюся на рубеже протогейя и дейтерогейя.

В данную группу урановорудных провинций нами включаются УРП Канадского щита. Мы рассмотрим наиболее характерную и хорошо изученную УРП Черчилл, промышленное значение которой общеизвестно. Основные вопросы геологии, тектоники, геохимии и металлогении урана, особенности УРМ Канадского щита, факторы рудоконтроля и проблемы генезиса оруденения освещены в многочисленных публикациях канадских и американских геологов.

Урановорудная провинция Черчилл

Эта провинция охватывает часть одноименной тектонической провинции, выделяемой на западе Канадского щита. В пределах УРП Черчилл сосредоточены многочисленные месторождения урана (Биверлодж, Роббит-Лейк, Клафф-Лейк, Кей-Лейк и др.), относящиеся к двум урановорудным формациям — урановой в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах и урановой в натриевых и карбонатных метасоматитах, возникающим в ходе протоактивизации древнейших структур земной коры в раннем — среднем протерозое.

Северная граница УРП проходит по глубинному разлому, отделяющему ее от расположенной к северу тектонической провинции Слейв, сформировавшейся в кеноранское время. Южной границей служит глубинный разлом, ограничивающий с севера текто-

ническую провинцию Сьюперитор, также сформировавшуюся в кеноранское время. Восточная граница проходит по краю Канадского щита, западная — условно по продолжению глубинного меридионального разлома оз. Виктория. Площадь УРП несколько превышает 150 тыс. км².

Глубинное строение западной части Канадского щита рассматривается в работах Р. Мюрея и Дж. Хантера [Mereu R., Hunter J., 1969] и И. А. Соловьевой [1971]. По их данным, средняя мощность земной коры в пределах западной части Канадского щита составляет 32—35 км при мощности базальтового слоя не более 12 км. Резкое увеличение мощности земной коры (до 40—50 км) наблюдается вдоль региональной пограничной системы разломов, разграничивающих тектонические провинции Черчилл и Сьюперитор, а также вдоль глубинного разлома, ограничивающего с юго-востока раннепротерозойский прогиб Атабаска. Сравнительным анализом глубинного строения в районах развития протерозойских бассейнов типа прогиба Атабаска на Канадском, Южно-Африканском, Алданском и Украинском щитах установлено, что во всех случаях под протерозойскими бассейнами наблюдается увеличение мощности земной коры на 15—20%. Рассматривая подобные бассейны на щитах в качестве активизационных структур, мы приходим к выводу о специфике протоактивизации древних платформ, ведущей к дальнейшему наращиванию земной коры и особенно ее гранитного слоя, в то время как в областях фанерозойской активизации некоторые исследователи [Шеглов А. Д., 1968] отмечают противоположную тенденцию.

Урановорудная провинция Черчилл характеризуется, за исключением раннеархейского массива (блока) Йеллоунайф, довольно однородным строением, единым структурным планом слагающих ее пород архейского кристаллического фундамента и протерозойских наложенных структур, единством истории развития и металлогении. В целом провинция была полностью консолидирована к началу раннего протерозоя в результате завершения гудзонской складчатости.

Среди пород архейского фундамента чрезвычайно широко развиты ультраметаморфические и метасоматические гранитоиды, объединяемые в гнейсо-гранулитовый комплекс субпровинции Слейв. В урановорудных районах Биверлодж и Атабаска в основании докембрийского разреза залегают раннеархейские кристаллические породы северо-восточного комплекса, представленные гнейсами, амфиболитами, плагиомигматитами, ультраметаморфическими гранитоидами, реже чарнокитами.

Позднеархейские образования представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями группы (серии) Тейзин в УРР Биверлодж и Атабаска, являющимися, по-видимому, близкими аналогами отложений кватин-тимискамингского комплекса. По данным А. Кристи [Christie A., 1953], группа Тейзин состоит из переслаивающихся кварцитов, доломитовых мраморов, джеспилитов, амфиболитов, биотитовых сланцев

и гнейсов, иногда мигматитов общей мощностью около 9 км. В породах группы Тейзин широко развиты линейные текстуры, местами проявляется будинаж. Пегматитовые жилы, согласные с описанными отложениями, нередко несут урано-ториевую минерализацию с возрастом 2200 млн. лет (свинцово-изотопный метод). На кристаллических образованиях группы Тейзин в УРР Атабаска трансгрессивно залегают раннепротерозойские отложения серии Вог-Лейк мощностью 4500 м [Tremblay L., 1972] миогеосинклинального типа. В УРР Биверлодж отложения серии Вог-Лейк отсутствуют, а на породы группы Тейзин непосредственно налегают среднепротерозойские терригенно-вулканогенные породы серии Мартин.

Раннедокембрийский магматизм исключительно широко и разнообразно проявился в пределах провинции Черчилл. Основной этап формирования ультраметаморфических гранитов соответствует рубежу раннего и среднего протерозоя — 1845—1970 млн. лет; для среднего протерозоя весьма характерны проявления основного магматизма — многочисленные дайки и силлы габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов, амигдалоидных базальтов с возрастом 1410—1630 млн. лет. [Age determinations..., 1965].

Надо учесть, что регенерация раннедокембрийского гранитного основания происходила и в среднем, и даже в позднем протерозое; как показывает практика изучения УРП щитов и древних платформ, гранитизация является одним из наиболее мощных факторов перераспределения урана и концентрации его в благоприятных геолого-структурных обстановках.

Метаморфизм раннедокембрийских образований УРП Черчилл разнообразен и проявлен крайне неравномерно. Наряду с региональным метаморфизмом здесь фиксируются процессы гранитизации, контактового и дислокационного метаморфизма, гидротермально-метасоматические изменения пород. Раннеархейские образования северо-восточного комплекса в районе оз. Атабаска метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Породы серий Тейзин и Уилсон характеризуются неравновесными минеральными ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации регионального регрессивного метаморфизма, связанного с широко проявленной гранитизацией.

Большая роль в геологическом строении рассматриваемой части Канадского щита принадлежит глубинным региональным разломам. Наиболее крупными из них являются нарушения Тилчес-Ривер, Камерун-Бей, Слоан-Ривер, Фолт-Ривер (район Большого Медвежьего озера), Саң-Луис, Фиш-Лейк, Блек-Бей, Бум-Лейк (район Биверлодж, Мариан-Ривер, район Большого Невольничьего озера) и др. [Lang A., Griffith J., Steacy H., 1962; Beck L., 1967; Tremblay, 1968].

Урановые месторождения УРП Черчилл отнесены нами к двум УРФ: урановой в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах (УРМ районов Шарлебуа и Лак-ла-Ронж) и урановой в натриевых и карбонатных метасоматитах (УРМ районов Атабаска и

Биверлодж). Урановое оруденение в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах обнаружено к востоку и к югу от оз. Атабаска, преимущественно в районах Шарлебуа и Лак-ла-Ронж [Lang A., Griffith J., Steacy H., 1962; Beck L., 1964].

В структурном отношении урановые месторождения приурочены к устойчивым блокам земной коры, сложным преимущественно гранитами и мигматитами с реликтами раннедокембрийских метаморфических пород серии Тейзин [Mawdsley J., 1952; Beck L., 1964, 1967]. В районе Шарлебуа участки с урановым оруденением (Спекли-Лейк, Роу, Белл, Рэпидс и др.) размещаются, как правило, вблизи контактов крупных ксенолитов метаморфизованных осадков с прорывающими их гранитами и гранито-гнейсами ультраметаморфического происхождения. Ураноносные пегматиты и кварц-полевошпатовые метасоматиты располагаются в биотитовых сланцах, гранито-гнейсах, гранитах, обнаруживая довольно тесную пространственную связь с раннепротерозойскими гранитами. Можно полагать, что урановое оруденение контролируется зонами древних разломов и в ряде случаев располагается в тектонически ослабленных зонах по периферии гранитных куполов. Иногда рудные тела приурочены к зонам мигматизации, представленным послойными инъекциями белой мелкозернистой пегматитоподобной породы в биотитовых сланцах, мраморах, скарноидах и других карбонатных породах серии Тейзин, в контакте с разновозрастными гранитоидами. Ведущий минеральный тип уранового оруденения УРР Шарлебуа — уранинит-торитовый; в некоторых рудных телах в заметных количествах присутствует торинанит [Mawdsley J., 1952], иногда монацит [Хейнрих Э. У., 1962]. Урановая минерализация сопровождается редкой вкрапленностью молибденита и пирротина.

УРМ района Лак-ла-Ронж располагаются в сходной геологической ситуации и характеризуются близкими особенностями уранового оруденения; наиболее существенное отличие заключается лишь в зональном строении ураноносных пегматитов и приуроченности оруденения к периферическим частям (преимущественно ви́сячем боку) пегматитовых тел [Mawdsley J., 1952; Константинов М. М., Куликова Е. Я., 1960].

По представлениям канадских геологов, в УРР Шарлебуа и Лак-ла-Ронж существенную роль в локализации уранового оруденения играет состав вмещающих пород. Благоприятной средой для формирования ураноносных пегматитов и метасоматитов являются мраморы и другие карбонатные породы, частично скарноиды. В районе Шарлебуа именно к таким породам, входящим в состав серии Тейзин, приурочены кварц-полевошпатовые тела типа мигматитов и метасоматические залежи с урановым оруденением. В районе Лак-ла-Ронж ураноносные пегматиты также локализируются в карбонатсодержащих породах. По мнению некоторых канадских исследователей, присутствие кальцита влияло на состав рудообразующих растворов и способствовало осаждению урановых минералов.

Общие запасы урана, сосредоточенного в убогих бедных рудах месторождений УРР Шарлебуа и Лак-ла-Ронж, превышают 30 тыс. т. Однако низкие содержания урана, четковидный характер рудных тел и относительно высокая стоимость разработки месторождений существующими способами задерживают промышленное освоение этих объектов.

Время формирования УРМ урановой формации в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах определяется как рубеж раннего и среднего протерозоя на основании следующих фактических данных. Возраст ультраметаморфических гранитов, с которыми тесно ассоциируют ураноносные пегматиты и кварц-калишпатовые метасоматиты, по данным калий-аргонового датирования, составляет 1900—1970 млн. лет. Возраст уранинитов из пегматитов района Шарлебуа, определенный свинцово-урановым методом, равен 1900 млн. лет. Ф. Костер, Х. Бадсгард [Koster F., Baadsgaard H., 1970] и В. Коппель [Koepfel V., 1968] приводят свинцово-изотопные датировки радиоактивных материалов из пегматитов района оз. Атабаска — 2200 и 1900—1930 млн. лет. По данным Л. Бека [Beck L., 1967], возраст урановой минерализации из пегматитов района Лак-ла-Ронж близок к возрасту настуранов Биверлоджа — 1850 ± 170 млн. лет. Таким образом, в возрастном отношении рассмотренное урановое оруденение соответствует глобальной урановорудной эпохе, связанной с протоактивизацией щитов и древних платформ на рубеже раннего и среднего протерозоя.

Урановая формация в натриевых и карбонатных метасоматитах в УРП Черчилл представлена достаточно многочисленными месторождениями ряда урановорудных районов. Наиболее крупные УРМ сосредоточены в районе Биверлодж. Помимо этого выделяются менее значительные урановорудные районы: Большое Невольничье озеро, Атабаска, Волластон.

Урановые месторождения рассматриваемой формации локализируются, согласно Л. Беку [Beck L., 1964, 1967], в подвижных блоках земной коры с напряженной разрывной тектоникой, характеризующейся длительным развитием. Наглядным примером может служить район Биверлодж, где настурановая минерализация в зонах дробления приурочена к мобильным блокам с преимущественным распространением метаморфических пород и широким развитием разнонаправленных разрывных структур, примыкающих к оз. Атабаска, тогда как в стабильных блоках с преимущественным развитием гранитоидов преобладают ураноносные пегматиты.

В размещении урановых месторождений определяющую роль играет структурный контроль, выраженный в постоянной приуроченности уранового оруденения к разломам [Fahrig W., Wanless R., 1963; King P., 1969]. Ведущим структурным фактором локализации оруденения являются зоны межблоковых и внутриблоковых разломов при подчиненной роли складчатости.

Литологический контроль оруденения довольно сложный. Месторождения располагаются в разных по составу породах ранне-

докембрийского возраста: гранитах, гнейсах, кварцитах, доломитах, аргиллитах, базальтах. Ф. Кемпбелл и Х. Чарлсворд [Campbell F., Charlesworth H., 1965] отмечают положительное влияние на процессы рудоотложения карбонатных компонентов во вмещающих породах. Для многих месторождений благоприятным фактором является стратиформность вмещающих толщ. В качестве геохимического барьера выступают главным образом породы основного состава, поскольку вблизи них происходит быстрое изменение окислительно-восстановительного потенциала рудоносных растворов.

Урановорудные тела представляют собой жилы, штокверки и рудные столбы в трещинах, зонах смятия и брекчирования. Особенности минерального состава руд позволяют выделить в пределах формации два минеральных типа: настурановый и сульфидно-арсенидно-настурановый.

Урановорудный процесс во времени и пространстве тесно сопряжен с натриевым и карбонатным метасоматозом. Альбитизация, представляющая собой собственно предрудный процесс, отчетливо проявлена на наиболее крупных УРМ рассматриваемой формации (Гуннар, отчасти Эйс). Постоянными спутниками урана в рудных процессах являются железо и марганец. Между содержаниями урана и железа в рудах существует прямая корреляция, которая наблюдается, однако, только при содержании урана менее 0,25. Корреляционная связь между железом и марганцем также прямая.

Рассматривая взаимоотношения уранового и рядового оруденения, отметим, что в крупнейшем урановорудном районе Биверлодж широко представлены медно-никелевые месторождения (Лин-Лейк, Томсон, Соуб). В районе Большого Невольничьего озера устанавливается определенная парагенетическая и геохимическая связь урановых и золоторудных месторождений. Ф. Кемпбелл и Х. Чарлсворд [Campbell F., Charlesworth H., 1965] связывают металлогеническую специфику различных блоков Канадского щита с уровнями эрозионного среза. Возраст оруденения урановой формации в натриевых и карбонатных метасоматитах достаточно детально изучен свинцово-изотопным методом [Beck L., 1967; Koepfel V., 1968; Robinson S., 1960; Roscoe S., 1969; Tremblay L., 1972, и др.]. Многочисленные датировки урановых руд группируются в несколько возрастных интервалов (млн. лет): 1900—1780, 1450—1400, 1300—1200, 1100—880, 350—230.

Канадские исследователи полагают, что первоначальное образование уранового оруденения произошло примерно 1900—1800 млн. лет назад; более поздние датировки фиксируют периоды перекристаллизации урановых руд с выносом радиогенного свинца. Близкие значения возраста уранового оруденения различной формационной принадлежности в УРП Черчилл позволили Л. Беку [Beck L., 1967] прийти к выводу о синхронном образовании ураноносных пегматитов и ураноносных натриево-карбонатных метасоматитов, причем первые, по его мнению, образовались в ста-

бильных блоках, а последние — в мобильных участках земной коры с напряженной разрывной тектоникой.

Условия уранового рудообразования на месторождениях рассматриваемой УРФ могут быть охарактеризованы на примере месторождений УРР Биверлодж, где исследования в соответствующем направлении выполнены С. Робинсоном [Robinson S., 1955]. Здесь рудообразующие растворы были преимущественно натриево-карбонатными; диапазон колебаний температур кристаллизации кальцита и кварца 475—120° С. Судя по минеральным ассоциациям, в ходе гидротермально-метасоматического процесса Eh и pH растворов менялись в довольно широких пределах.

Вопросы о природе растворов и источниках рудных элементов, в частности урана, являются более сложными. Наряду с возможным глубинным источником существенное значение, по-видимому, имело извлечение урана из вмещающих пород. Как отмечает Л. Трембли [Tremblay L., 1968], породы района Биверлодж содержат повышенные по сравнению с кларковыми количества урана (табл. 4).

ТАБЛИЦА 4

Содержание урана в главных типах горных пород района Биверлодж

Породы	Количество анализов	Содержание урана, 10 ⁻⁴ %
Амфиболиты	15	$\frac{0,8}{0,3-2,7}$
Аргиллиты	6	$\frac{4,6}{3,0-8,8}$
Хлоритовые сланцы	3	$\frac{4,5}{3,0-8,8}$
Смешанные кварциты	5	$\frac{4,3}{3,4-6,8}$
Белые кварциты	7	$\frac{3,0}{1,6-4,7}$
Слоистые гнейсы (белые кварциты и хлоритовые сланцы)	6	$\frac{3,7}{1,2-5,3}$
Граниты	15	$\frac{5,4}{1,0-13,0}$

Примечание. В числителе — среднее содержание урана, в знаменателе — колебания содержания.

В пределах УРП Черчилл отчетливо проявлена вертикальная зональность в распределении урана. Ведущими факторами в распределении урана по вертикали являются степень метаморфизма

пород и первичные особенности их состава. Эмпирически установлено, что с увеличением степени метаморфизма содержание урана в породах уменьшается в 2—3 раза.

Наиболее четко выражена зональность в характере форм нахождения урана. В древнейших, наиболее метаморфизованных породах уран, как установлено, входит преимущественно в акцессорные минералы и является немиграционноспособным. При ретроградном метаморфизме и гранитизации большая его часть образует высокотемпературные минеральные формы (ториевый уранинит) или же урано-ториевые минералы, рассеянные в огромных количествах в пегматитах и мигматитах. Увеличивается доля подвижного урана. В условиях зеленосланцевого метаморфизма уран переходит в более низкотемпературные минеральные формы (настуран), концентрирующиеся в зонах дробления и продуктах гидротермально-метасоматического изменения вмещающих пород. Резко возрастает доля подвижного, легко мигрирующего урана. Все это отлично видно на примере урановорудной провинции Черчилл.

Л. Трембли [Tremblay L., 1972] выделяет следующие стадии уранового оруденения в УРР Биверлодж: 1) накопление обогащенных ураном осадков; 2) мобилизацию урана и концентрацию его при гранитизации; 3) ремобилизацию урана и концентрацию его при милонитизации; 4) ремобилизацию, концентрацию урана в поздних разломах, развивающихся в зонах, где проявлены процессы третьей стадии, и формирование промышленных месторождений.

Канадские исследователи показали, что уран привносился из зон глубокого метаморфизма в область гранитизации с образованием локальных концентраций в пегматитах, в то время как породы высоких ступеней метаморфизма, напротив, обеднялись этим элементом [они содержат уран в количествах, не превышающих $(2,2 \div 2,4) \cdot 10^{-4}\%$].

Изучая месторождения провинции Черчилл, канадские геологи пришли к выводу, что основным источником урана для месторождений в минерализованных зонах дробления являются гранитоиды и пегматитовые жилы группы Тейзин. Урановые руды неоднократно переотлагались в ходе позднейшей тектоно-магматической активизации.

Анализ основных закономерностей размещения уранового оруденения на северо-западе Канадского щита позволяет выделить главные критерии ураноносности крупных структур: 1) наличие длительно развивающихся блоков со сложным слоистым строением земной коры увеличенной мощности (до 42—44 км), в пределах которых развиваются наложенные раннепротерозойские прогибы; 2) интенсивная гранитизация гнейсовых толщ мобильных блоков; 3) интенсивное проявление полихронных тектоно-магматических процессов, и прежде всего протоактивизации окраинных частей щита, выраженной в возобновлении радиальных движений отдельных блоков, активизации разломов преимущественно

диагонального направления и последующем магматизме; 4) проявление унаследованных разломов типа сбросов и различных форм хрупких деформаций; 5) развитие зон калиевого, натриевого, карбонатного метасоматоза вдоль разломов и в контактах пород с различными физико-механическими и химическими свойствами с последующим наложением гидротермальных изменений (хлоритизация, гематитизация, карбонатизация).

*
* *

Основные закономерности формирования и размещения УРП рассмотренной группы следующие.

1. Тектоническая позиция УРП гидротермальных урановых месторождений в СФК древних платформ и щитов определяется их приуроченностью к массивам дофанерозойских складчатых поясов (выступам фундамента древних платформ), претерпевшим интенсивную гранитизацию и последующий многократный метаморфизм.

2. Эти массивы обладают повышенной мощностью земной коры в целом и ее гранитного слоя в частности.

3. УРП формируются в пределах ураноносных геохимических провинций, возникновение которых обусловлено процессами ультраметаморфического гранитообразования и последующей механической дифференциацией. Эти процессы привели к образованию обогащенных ураном анатектических гранитоидов и к накоплению обогащенных ураном терригенных толщ.

4. Зоны с нарушенным первично-конституциональным распределением урана, как и урановые месторождения, контролируются зонами глубинных разломов, преимущественно ограничивающих блоки с максимальной мощностью земной коры.

5. Отчетливо просматривается взаимосвязь процессов метаморфизма, гранитизации, уранового рудообразования с развитием разломов глубокого заложения. Эти процессы протекают в обстановке интенсивного привноса тепла, что обеспечивается глубинными разломами как зонами передачи энергии из подкорового субстрата в верхние части земной коры.

6. УРП рассмотренной группы характеризуются развитием двух УРФ: урановой в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах и урановой в карбонатно-натриевых метасоматитах. Процессы ультраметаморфизма и гранитообразования завершаются формированием крупных УРМ в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах, за которыми во времени следуют УРМ в карбонатно-натриевых метасоматитах.

7. Ведущие процессы формирования УРМ — ультраметаморфизм, гранитизация, последующий гидротермальный метасоматоз.

8. Ведущую роль в рудообразовании, очевидно, играют воды, высвобождающиеся в процессе метаморфизма исходных осадочных пород.

9. Главнейшие урановорудные эпохи, в ходе которых формируются рассмотренные УРП и урановорудные области (УРО), — рубеж раннего и среднего протерозоя (2000—1700 млн. лет в УРП Черчилл).

УРАНОВОРУДНЫЕ ОБЛАСТИ УРАНОНОСНЫХ МИГМАТИТОВ, ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ И КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ ОБЛАСТЕЙ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ОРОГАЦИИ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

Процессы регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации, в ходе которых происходит существенная миграция урана, характерны не только для раннего докембрия, но развиваются также и в позднедокембрийское время в пределах областей позднеархейско-раннепротерозойской стабилизации. При этом, как показывают данные последних лет, образуются своеобразные по геологическим условиям проявления скопления бедных (с содержанием урана 0,03—0,06%) урановых руд, локализующихся в пегматоидных и аляскитовых гранитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах. Основной геотектонической особенностью районов распространения рассматриваемых ураноносных образований является их приуроченность к краевым областям протогео-синклинально-складчатых зон средне-позднепротерозойского возраста вблизи протяженных межблоковых разломов глубинного характера.

Учитывая определенную аналогию исторического пути вовлечения в промышленное использование все более убогих, но значительных по запасам месторождений урана и меди, исследователи предлагают называть месторождения подобного типа «порфиrowыми» или «рудами будущего».

К областям проявления ураноносных пегматоидных гранитоидов и кварц-полевошпатовых метасоматитов относятся Гренвиллский пояс Канадского щита, Дамарангская и Мадагаскарская складчатые зоны Африканской платформы, сатпуриды Индостанской платформы, юго-западная часть Австралийской платформы. Общим для рассматриваемых областей служит проявление в их пределах орогенических процессов, а также ультраметаморфизма и гранитизации архейско-раннепротерозойского субстрата в интервале 1700—900 млн. лет тому назад.

Урановорудная область Гренвилл

Урановорудная область Гренвилл располагается в юго-западной части одноименной геотектонической провинции Канадского щита в виде полосы шириной 240—320 км, протягивающейся вдоль его юго-восточной окраины. Провинция Гренвилл представляет собой область позднеархейско-раннепротерозойской складчатости, испытавшей в позднем протерозое интенсивное поднятие и

омоложение (гренивиллский орогенез), в результате чего на поверхность были выведены древние высокометаморфизованные комплексы. На северо-западе провинция отграничена от провинции Сьюперитор системой долгоживущих глубинных разломов, объединяемых в Гренивиллский фронт. На юго-западе гренивиллские структуры погребены под континентальными отложениями платформенного чехла. На юго-востоке провинция граничит со складчатой системой Аппалачей по глубинным разломам и частично скрыта под платформенным чехлом, северо-восточный ее фланг ограничен акваторией Атлантического океана.

В провинции в отличие от основной части Канадского щита, где мощность земной коры остается на значительной территории относительно постоянной, установлено резкое изменение мощности сиала. В ее северо-западной части, в районе оз. Верхнего [Smith I. a. o., 1966], мощность земной коры изменяется от 26—27 до 60 км под ванной озера. Резкие перепады мощности земной коры в пределах этой урановородной области вызваны интенсивными процессами гренивиллской орогении.

Тектоническая специфика провинции в значительной степени определилась в позднем протерозое, когда произошла коренная структурная перестройка земной коры юго-восточной части Канадского щита и сформировался Гренивиллский пояс в современном его выражении. Высокая степень дифференцированности вещества земной коры в пределах пояса, широкое проявление процессов мигматизации, гранитизации и кремний-щелочного метасоматоза, отсутствие слабо метаморфизованных протерозойских отложений — все это предопределило своеобразие металлогении, в том числе особенности проявления уранового оруденения.

Согласно новейшим представлениям, в геологическом строении юго-западной части Гренивиллского пояса, выделяемой нами в качестве урановородной области, принимают участие стратифицированные образования гнейсо-гранулитового комплекса, ультраметаморфические и интрузивные породы комплекса Гренивилл (ранний архей), серий Хармен (поздний архей) и Флинтон (ранний протерозой). Нижняя часть разреза раннеархейских кристаллических образований состоит из слаборадиоактивных гнейсов различного состава и гранулитов, прорванных чарнокитами. Комплекс Гренивилл представлен гнейсами, чередующимися с пачками мраморов и кварцитов. Серия Хармен (комплекс р. Клэр) сложена вулканитами основного и среднего состава и осадочными породами, регионально метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Изучение пород комплекса Гренивилл и серии Хармен показало, что они существенно преобразованы в процессе метаморфизма в период эльсонской и гренивиллской складчатостей. Вследствие этого радиологические датировки пород колеблются в интервале 900—1700 млн. лет [Esquevin J., Menendez R., 1972; Fratta M., 1970; Grant F. a. o., 1965].

В составе серии Флинтон выделяются базальные кварциты и кварцевые конгломераты свиты Бишоп, доломиты, известняки,

графитовые сланцы свиты Майер-Кейв. Широким распространением среди докембрийских образований пользуются крупные конкордантные тела габбро и диоритов, гранитные батолиты, породы сиенит-гранитового plutонического комплекса, разнообразные пегматиты [Satterly J., 1957], часть которых обогащена ураном. Большинство интрузивных пород имеет палингено-метасоматическую природу. В южной части района преобладают гранитоиды калиевого состава. В районе Банкрофт наиболее характерны натриевые гранитоиды; севернее преобладают согласные тела метасоматических нефелиновых сиенитов [Hewitt D., 1956].

Процессы преобразования в восточной части Канадского щита проявлялись многократно, но наиболее интенсивно в интервале 880—1050 млн. лет — в гренвиллскую фазу орогении. Своеобразие их заключается в повторном метаморфизме древних толщ и в интенсивном развитии северо-восточной складчатости. Широкое распространение получили плутоны анатектических гранитоидов повышенной щелочности с возрастом 900—1050 млн. лет.

Наиболее крупные месторождения урана располагаются в районе Банкрофт (Банкрофт, Ричардсон, Бикрофт, Фарадей и др.), рассматривавшиеся в советской и зарубежной литературе [Lang A., Griffith J., Steacy H., 1962; Хейнрих Э. У., 1962; Константинов М. М., Куликова Е. Я., 1960; Домарев В. С., 1956]. Урановое и торий-урановое оруденение этих месторождений приурочено к пегматоидным гранитам, массивным и зональным пегматитам, а также к метасоматическим залежам, по составу отвечающим скарноидам. Возраст урановых руд уверенно датируется свинцово-изотопным методом 950—1050 млн. лет, т. е. близок к времени проявления гранитизации.

Урановые месторождения представлены двумя минеральными типами: уранинит-ураноторитовым и флюорит-апатит-уранинит-ураноторитовым, отчасти различающимися также и по геологическим условиям локализации руд. К первому типу относятся зоны микробрекчирования, в которых породообразующие минералы замещены мелкозернистым агрегатом кварца, магнетита, циркона, сфена, уранинита и ураноторита. Рудные залежи располагаются в пределах тел гранитов и пегматитов и лишь иногда проникают на небольшие расстояния во вмещающие биотит-роговообманково-полевошпатовые гнейсы.

Рудные залежи второго типа представляют собой кальцит-флюорит-апатитовые, кальцит-флюорит-апатит-биотит-нироксеновые и кальцит-биотит-апатитовые жилы с крупными кристаллами уранинита и ураноторита. Весьма часто они приурочены к центральным частям гранитных, сиенитовых и пегматитовых тел, иногда локализируются независимо от последних. Такие жилы известны на месторождениях Кардифф, Ричардсон и др. На первом они приурочены к центральным частям пегматитовых тел, на втором залегают изолированно от них. Метасоматические урановорудные залежи имеют линзовидную форму и развиваются по амфиболитам и мраморам (месторождения Банкрофт, Бикрофт и др.). Ряд ме-

сторождений (Дино, Фарадей, Грейкок, Бикрофт) тяготеют к периферическим частям массивов палингено-метасоматических гранитоидов, резко обогащенных ураном. Такие массивы, которые можно рассматривать как купольные структуры, иногда с концентрически зональным строением («плутоны» Кардифф, Чеддер), группируются в полосу северо-восточного направления. Последняя, очевидно, совпадает с крупным нарушением глубокого заложения и длительного развития. Структурный контроль играет значительную роль в распределении урановых месторождений, в частности, намечается важное значение северо-восточных разломов.

Рассматривая генезис месторождений провинции Гренвилл, А. Ланг, Д. Гриффит, Х. Стик [Lang A., Griffith J., Steacy H., 1962] подчеркивают, что рудообразующие высокотемпературные растворы возникли в процессе позднепротерозойского метаморфизма вмещающих раннедокембрийских отложений.

Сходные по геологическим условиям проявления уранового оруденения известны также в западной части Канадского щита, в УРП Черчилл. Это месторождение Шарлебуа-Лейк. Район оз. Шарлебуа сложен докембрийскими породами, относящимися к группе Тейзин,— гранитами, гранито-гнейсами, мигматитами, пегматитами. Наиболее распространены содержащие биотит кварциты и кристаллические сланцы. Роговообманковые гнейсы и сланцы распространены лишь местами и частично, по-видимому, являются измененными эффузивами или дайками и силлами. Породы группы Тейзин интродуцируются гранитами и гранито-гнейсами. Обычно граниты от мелко- до среднезернистых, серого или розового цвета; по характеру полевого шпата среди них выделяется несколько разновидностей. Мигматиты и мелкозернистые пегматиты тесно связаны с гранитами, но несколько моложе их. По размеру зерен они соответствуют крупно- или даже среднезернистым гранитам, хотя по текстуре близки к пегматитам и представляют собой светло-серую или белую породу, состоящую главным образом из полевого шпата и кварца и залегающую почти исключительно вдоль или вблизи контактов гранитов и гнейсов с осадочными породами группы Тейзин в виде неправильных дайкообразных тел или сложных инъекций в осадочную толщу. Возникающие при этом полосчатые инъекционные гнейсы (мигматиты) сложены тонкими слоями, полосами или линзами, перемежающимися с такими же слоями мелкозернистого пегматита, гранита или кварца. Мощность отдельных прослоек колеблется от толщины листа бумаги до 3—5 см, причем они иногда соединяются в более широкие полосы и неправильные или дайкообразные тела мощностью до 6—9 м. В отдельных случаях дайки и силлы мелкозернистых пегматитов располагаются на некотором расстоянии от контакта с гранитами.

Кроме мелкозернистых пегматитов в районе имеется ряд даек крупнозернистых пегматитов с кристаллами полевого шпата размером 5—30 см. Крупнозернистые пегматиты секут тонкозернистые или образуют центральные части крупного силла мелкозер-

нистого белого пегматита. Они имеют розовую или светлую кирпично-красную окраску и состоят главным образом из красноватого ортоклаза, частью прорастающего кварцем. В интерстициях ортоклаза присутствует стекловатый кварц. В некоторых дайках крупнозернистого пегматита присутствуют также биотит, мусковит, черный турмалин, иногда берилл.

Сланцеватость метаморфических пород группы Тейзин параллельна первичной полосчатости пород, а также главному контакту гранитов. Как указывает полосчатость, осадочные породы слагают серию круто погружающихся складок, осложненных складками волочения. Крупных дизъюнктивных нарушений непосредственно не устанавливается, но наличие мелкой трещиноватости, мелких смещений и брекчий позволяет предполагать существование сбросов широтного простирания и преимущественно крутого падения.

Урановое оруденение приурочивается к фациям белых мелкозернистых пегматитов и к некоторым связанным с ними инъекционным гнейсам. Проявления активности наблюдаются в этих породах повсеместно, но повышенные содержания урана приурочиваются лишь к отдельным участкам. В этих участках белые мелкозернистые пегматиты приобретают темно-серую окраску и характеризуются присутствием значительного количества слюды и темного дымчатого кварца. Полевые шпаты представлены олигоклазом, микроклином и ортоклазом. В качестве аксессуарных минералов иногда присутствуют апатит, циркон, сфен, турмалин, пирит, пирротин, молибденит. К аксессуариям относится также и уранинит, зерна его более или менее однородны по размеру (в среднем 0,20 мм), иногда они представлены хорошо образованными кубическими кристаллами.

Содержание урана в отдельных образцах колеблется от 0,004 до 1,5%. Намечается, что пробы с повышенным содержанием урана более богаты кварцем. В них возрастает также количество биотита и присутствуют зерна молибденита. В зоне окисления за счет уранинита развивается гуммит.

В районе оз. Шарлебуа имеется целый ряд участков распространения урановой минерализации подобного типа. В пределах каждого участка обнаружено по несколько рудных тел. Их длина не превышает 120 м, обычно она значительно меньше — до 18 м. Мощность различна и может колебаться в зависимости от принятого кондиционного содержания урана. Так, в рудном теле у южного рукава оз. Спреклеј при длине 30 м и мощности 1,3 м среднее содержание U_3O_8 0,20%, при мощности 3,1 м — 0,10%; в рудопроявлении Роу при длине 120 м и мощности 3 м содержание U_3O_8 0,15%, а при мощности 10 м — 0,07%. Содержание U_3O_8 в отдельных образцах может превышать 1%.

В технологических пробах содержание U_3O_8 составляло 0,04—0,08%; в концентратах оно повышается до 0,29—0,36% при извлечении 27,6—54,8%. Прогнозные запасы оцениваются в сотни тысяч тонн металла.

Намибийская урановорудная провинция с крупнейшим месторождением Россинг и многочисленными более мелкими концентрациями урановых руд располагается в Намибийской пустыне на юго-западе древней Африканской платформы, в пределах Дамаранского складчатого пояса. Последний, по В. Е. Хаину [1971], разделяет Анголо-Касайский и Родезийско-Трансваальский кратоны.

По имеющимся публикациям [Backström J., 1970; Армстронг Ф. К., 1976; Ružička V., 1975; The Rössing..., 1976] не представляется возможным даже сколько-нибудь приближенно наметить границы провинции. Судить о них можно лишь по тому, что процессы, обусловившие концентрацию урановых руд, ограничиваются преимущественно структурами Южно-Африканского складчатого пояса, характеризующимися наложением кибарийской (позднедокембрийской) и эбурнейской (раннепротерозойской) гранитизации.

В геологическом строении Намибийской провинции участвуют ранне- и позднедокембрийские метаморфические и ультраметаморфические образования. В основании разреза залегают прогеосинклинальные отложения системы Аббабис. Это различные сланцы, в том числе биотитовые, амфиболитовые, графитовые, филлиты, амфиболиты, кварциты, итабириты, кальциево-силикатные и магнетитовые мраморы. Их возраст условно определяется как архейский [Хаин В. Е., 1971].

Высокометаморфизованные гранитизированные породы системы Аббабис слагают ядра антиклинальных структур, имеющих черты сходства с гнейсовыми куполами.

Межкупольные пространства заполнены метаморфизованными терригенными и карбонатными миогеосинклинальными [Хаин В. Е., 1971; Clifford T., 1972] осадками системы Дамара и формации Носиб, по Дж. Бакстрему [Backström J., 1970], или отложениями формаций Хан и Россинг, по Дж. Бернингу и др. [The Rössing..., 1976] — кварц-полевошпатовыми биотитовыми сланцами, кристаллическими мраморами, кварцитами.

Структуры Намибийской провинции дважды подвергались интенсивному региональному метаморфизму и гранитизации. Наиболее раннее, эбурнейское, гранитообразование (1850—2000 млн. лет) предшествовало накоплению осадков системы Дамара; поздние процессы гранитизации, обусловившие возникновение уранового оруденения, проявились в кембрии — позднем докембрии. В результате двукратного проявления интенсивной гранитизации метасадочные породы были существенно изменены и сохранились лишь в виде отдельных ксенолитов различных размеров, рассеянных среди обогащенных пегматитами мелкозернистых лейкократовых гранитов.

Крупнейшее месторождение Россинг располагается в центральной части Дамаранского складчатого пояса (рис. 7). Урановое

оруденение представлено здесь тонкой вкрапленностью мелких кристаллов уранинита, реже бетафита, циркона, монацита в телах мигматитов, незональных пегматитов и кварц-калишпатовых метасоматитов. Ураносные пегматиты слагают силлы и тела неправильной формы, а также имеют постепенные границы с вмещающими породами.

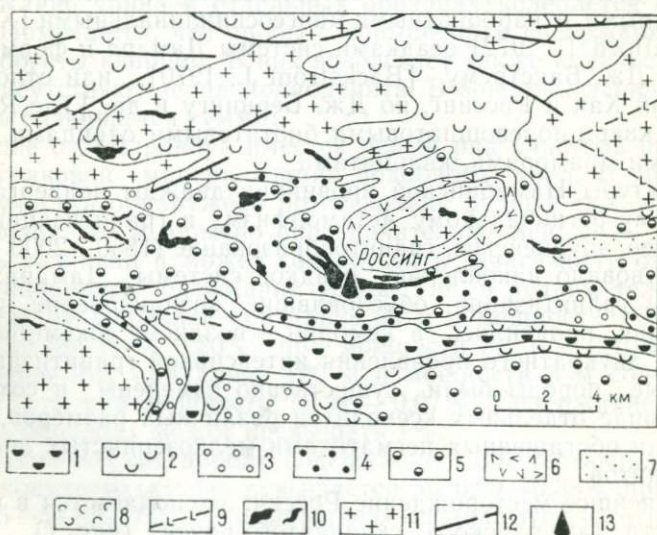
Непосредственно ураносные породы месторождения называются различными геологами пегматитами, калиевыми гранитами и аляскитами. Они имеют простой состав (кварц, калишпат и аксессуарные минералы) и располагаются среди пород высоких степеней метаморфизма — гнейсов, мигматитов, сланцев, амфиболитов, кристаллических известняков. Главное рудное тело месторождения Россинг представляет собой участок неправильной формы, около 700 м в поперечнике, густо насыщенный ураносными пегматитами — аляскитами.

В западной части выделяются две линейные зоны распространения ураносных пород.

Месторождение относится к уранинитовому минеральному типу. Уранинит в зернах диаметром от нескольких микрометров до 0,3 мм концентрирует около 55% всего урана в рудах; до 5% урана сосредоточено в бетафите, цирконе, монаците. Урановая минерализация в пегматитах сопровождается пиритом, халькопиритом, мо-

Рис. 7. Геологическая позиция месторождения Россинг в складчатом поясе Дамаран (по данным Т. Смита [1965 г.]).

1—11 — система Дамаран: 1 — биотит-кордиерит-гранат-силлиманитовые сланцы формации Хомас, 2 — мраморы с прослоями кремнистых пород формации Велвич, 3 — тиллиты формации Чус, 4 — гнейсы, кварциты, конгломераты, мраморы формации Россинг, 5 — гнейсы и амфиболиты формации Хан, 6 — гнейсы формации Этусис, 7 — кварциты и гнейсы формации Этусис, 8 — силлиманитовые и кварц-полевошпатовые очковые гнейсы Аббабис, 9 — долериты пост-Карру, 10 — пегматитовые граниты, 11 — гранито-гнейсы, граниты, мигматиты; 12 — зоны разломов; 13 — урановые месторождения в пегматитах.



либденитом, редко и в небольших количествах флюоритом и гематитом.

С поверхности широко развиты вторичные минералы — уранофан, β -уранофан, метаторбернит, метахейвнит, карнотит, гуммит, в которых сконцентрировано до 40% урана. Большая часть урана легко выщелачивается. Руды месторождения низкосортные (среднее содержание урана 0,03%); запасы урана, по данным В. Ружички [Ružička V., 1975], 115 500 т. Возможность вести добычу открытым способом и простая технология (извлечение урана серноокислотным выщелачиванием с последующей концентрацией на ионообменных смолах) позволяют считать месторождение рентабельным.

Факторы, определяющие размещение уранового оруденения в Намибийской провинции, изучены в целом очень слабо. Структурный контроль оруденения проявлен в самой общей форме: тела ураноносных пегматитов, как правило, ориентированы согласно с генеральными структурами метаморфических толщ. Стратиграфический контроль, по-видимому, отсутствует. По данным Дж. Бакстрема [Backström J., 1970], Дж. Бернинга и др. [The Rössing..., 1976], урановая минерализация известна в пегматитовых телах, развитых и в аббабисских, и в дамарских, и в носибских отложениях. Литологический контроль проявляется в преимущественной приуроченности ураноносных пегматитов к биотитовым сланцам.

Наряду с рассмотренными Гренвиллской и Намибийской провинциями ураноносные мигматиты, пегматиты и аляскиты известны в целом ряде районов распространения средне-позднепротерозойских протогеосинклинально-складчатых систем. К ним относятся, например, районы штатов Айдахо и Вашингтон (США), Британской Колумбии (Канада), складчатая система Серидо (северовосток Бразилии), Мадагаскар, Крокер-Уэлл и др. (Южная и Северная Австралия), Сатпурский пояс Индии и т. д.

Условия образования ураноносных мигматитов, пегматитов и аляскитов в определившихся промышленно интересных районах изучены недостаточно для определения конкретных поисковых критериев. Можно предполагать, что они образуются в результате кристаллизации постепенно обогащавшегося ураном и торием остаточного расплава-раствора, возникшего при гранитизации и анатексисе нижнедокембрийских толщ к позднепротерозойскому периоду.

Видимо, для формирования крупных месторождений благоприятно многократное проявление процессов анатексиса при значительных перемещениях ураноносных существенно силикатных эвтектических масс по открытым полостям, сопряженным с устойчиво существовавшими зонами разломов.

**УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ГИДРОГЕННЫХ
УРАНОВЫХ И МЕДНО-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ ТАФРОСИНЕКЛИЗ
И МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ЩИТОВ**

В эту группу мы включаем урановорудные и медно-урановорудные провинции Катанга в Южной Африке и Арнемленд в Северной Австралии. Формирование урановых месторождений в УРП рассматриваемого типа происходило в пределах ураноносных геохимических провинций, где первичное накопление урана в ураноносных геохимических формациях было обусловлено процессами экзогенной дифференциации, расцветом живых организмов и последующим массовым захоронением огромных масс биоса. В дальнейшем (начиная с позднего докембрия) роль биоса в формировании ураноносных геохимических провинций становится ведущей. Размеры геохимических провинций увеличиваются; создаются более широкие предпосылки для формирования УРМ и УРП при последующих процессах перераспределения и концентрации рассеянного урана.

Рассматривая далее конкретные УРП Южной Африки и Австралии с крупнейшими УРМ, мы считаем необходимым подчеркнуть те общие их особенности, которые позволят использовать выявленные закономерности в других геоструктурах, где может проявиться урановое оруденение в аналогичных (либо сходных) геологических обстановках.

Медно-урановая провинция Катанга

Эта провинция находится в южной части Африканского континента и граничит на севере с Центральноеафриканскими, а на юге — Южно-Африканскими щитами. Она располагается в пределах прогиба, выполненного квазиplatformенными, преимущественно слабо метаморфизованными терригенными отложениями, часть которых обогащена ураном. Несколько восточнее Катангской УРП размещается зона Мозамбикского складчатого пояса с наклаывающейся на него зоной Восточно-Африканского рифта; на западе структуры УРП перекрываются отложениями пустыни Калахари (рис. 8).

По своей геотектонической позиции УРП Катанга рассматривается нами как тафросинеклиза, т. е. эндоplatformенный прогиб в пределах раннедокембрийской складчатой области, выполненный преимущественно слабо метаморфизованными терригенными морскими осадочными породами.

Современные очертания Катангской медно-урановорудной провинции определяются контурами развития пород системы Катанга, в которой локализуются практически все медные, кобальтовые и урановые месторождения. Площадь провинции около 100 тыс. км² (рис. 9).

Геологическому строению и ископаемым Катанги посвящены работы А. Грея [Gray A., 1930], Л. Каэна [Cahen L., 1954, 1962], Ф. Мендельсона [1963] и многих других. Общая история геологического развития региона и позиция оруденения расшифровываются различными авторами неоднозначно, поэтому ниже дается принципиальная генерализованная схема, в которой подчеркнуты лишь отдельные особенности региона, важные для понимания его металлогении.

Катангская УРП располагается в пределах тафросинеклизы, развивающейся на древнем консолидированном сиалическом основании. СФК фундамента здесь представлен архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими породами — гранитами, сланцами, кварцитами, относимыми Ф. Мендельсоном [1963] к местным стратиграфическим подразделениям — системам, группам, сериям Луфубу, Мува, Кибара, Анкола и другим, возраст которых по данным калий-аргонового и рубидий-стронциевого изотопных методов составляет 2650—1600 млн. лет (рис. 10). Большая часть гранитов фундамента образовалась путем гранитизации первично-осадочных и вулканогенных отложений; среди них выделяются и аллохтонные массивы.

Наиболее молодыми образованиями фундамента являются первично-осадочные породы группы Кибара. Эти отложения, по В. Е. Хаину [1971], накапливались в морском бассейне. Они метаморфизованы в зеленосланцевой фации, подверглись ретроградному метаморфизму, интенсивно дислоцированы и образуют в целом сравнительно простые складки северо-восточного простирания (бассейн р. Луалуба). Разрезы группы Кибара характеризуются заметной фациальной изменчивостью. Основанием для кибарийских отложений в районе гор Кибара служат двуслюдяные граниты, переходящие в турмалиносодержащие аляскиты [Каэн Л., 1958]. Наиболее крупные массивы гранитоидов выявлены в горах Биа; в различных районах отмечаются тела базитов, нередко прорывающих граниты. Общим для отложений группы Кибара является резкое преобладание в разрезе кварцитов, аркозовых песчаников, кварцитовых сланцев и наличие в верхах разреза мощной (до 3 км) толщи светлых и черных графитовых сланцев с горизонтами полевошпатовых кварцитов. Венчается

Рис. 8. Положение Катангской тафросинеклизы в структурах Южной Африки.

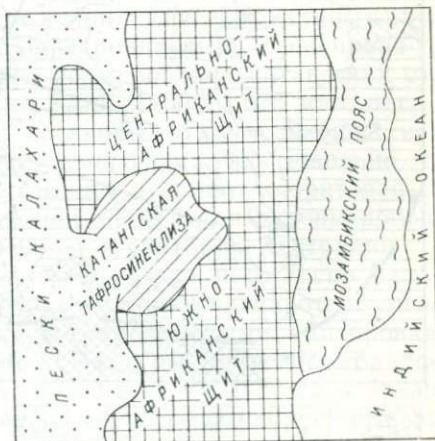
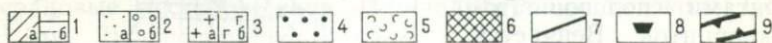
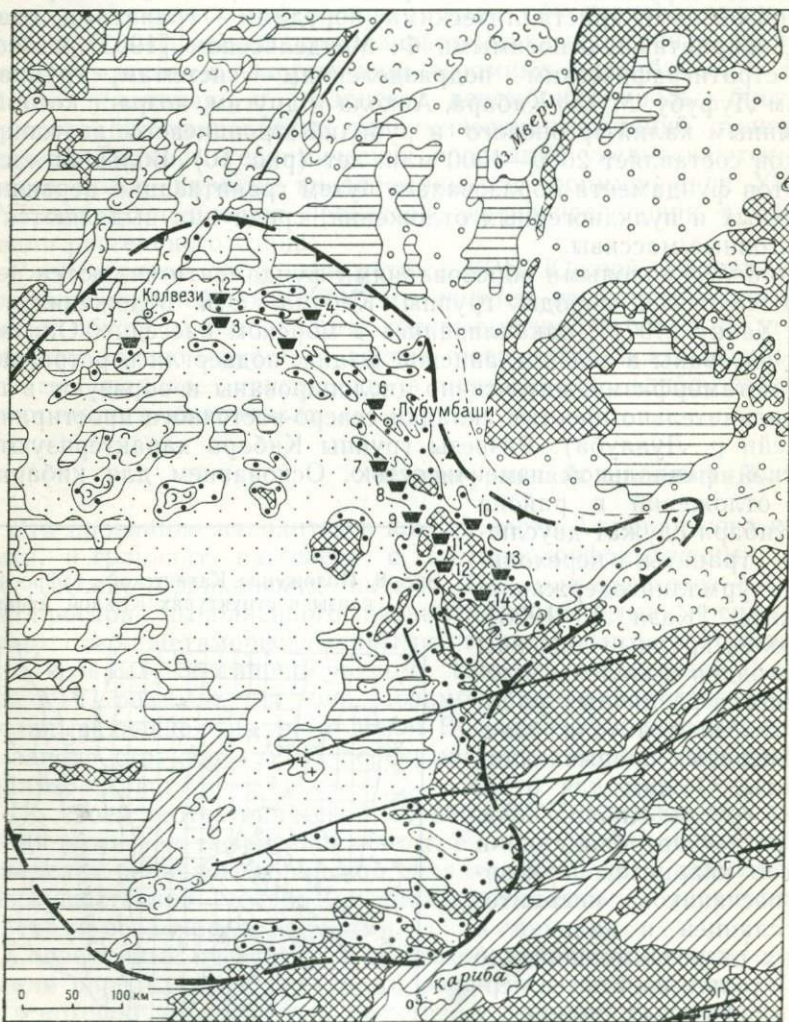


Рис. 9. Геологическое строение Катангской УРП [Choubert G., 1968 г.; Francoise R., 1974 г.]

СФК чехла древней платформы: 1а — пестроцветные континентальные, иногда угленосные отложения (система Карру), 1б — постпалеозойские образования нерасчлененные, 2а — песчаники, глинистые сланцы, известняки, доломиты, тиллиты (серия Кунделунгу); 2б — докембрийские образования нерасчлененные; СФК фундамента древней платформы: 3а — «молодые» граниты, 3б — габбро, габбро-диориты, 4 — углисто-кремнистые сланцы, доломиты, песчаники, кварциты, конгломераты, тиллиты (серии Рудная, Роан, Мвашья), 5 — черные сланцы, кварциты, филлиты, известняки, конгломераты, кристаллические сланцы (серии Мува, Кибара, Рузизи), 6 — кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, граниты (система Луфубу); 7 — зоны разломов; 8 — урановые, медно-урановые, медно-кобальто-урановые месторождения; 9 — границы Катангской УРП. Месторождения (цифры на схеме): 1 — Калонге, 2 — Мешиту, 3 — Шабара, Калумбе, Муинта, 4 — Камбове, 5 — Шинко-лобе, 6 — Луисвиши, Кувиши, 7 — Мусоши, 8 — Банкрофт, 9 — Нчанга, 10 — Муфулира, 11 — Миндела, 12 — Икана, 13 — Бвана-Мубва, 14 — Роан-Антелоп.



разрез группы Кибара километровой толщиной известковых доломитов, обогащенных органическим углеродом. Время завершения формирования структур фундамента УРП Катанга оценивается в 1610—1675 млн. лет.

Квазиplatformные образования и чехол древней платформы в Катангской провинции представлены исключительно осадочными (терригенно-карбонатными) отложениями системы Катанга, включающей серии Рудную и Кунделунгу, подразделенные на группы Нижний и Верхний Роан, Мвашия, Нижний и Средний Кунделунгу. В. Е. Хаин [1971] считает, что серия Роан имеет средне- и позднерифейский, а серия Кунделунгу — позднерифейско-вендский возраст. По данным Л. Казна [Cahen L., 1962], граница между сериями Роан и Кунделунгу соответствует интервалу 750—700 млн. лет.

Отложения системы Катанга занимают обширную территорию и встречаются в ряде районов Республики Заир и в обширных областях Анголы и Южной Родезии. Л. Казн [1958] указывает, что отчетливо фиксируется по выходам кибарийских отложений лишь северная граница Катангской тафросинеклизы. Гораздо труднее наметить южную границу их распространения. В основании системы Катанга лежат конгломераты, аркозы, кварциты и сланцы группы Нижний Роан. Рудная серия соответствует средней части группы Роан и представлена пестроокрашенными доломитами, сланцами и известняками, обогащенными остатками биоса и содержащими повышенные количества органического углерода, урана, меди, никеля, кобальта и ряда других элементов. Л. Казн отмечает, что накопление морских осадков катангской группы неоднократно сменялось накоплением континентальных осадков.

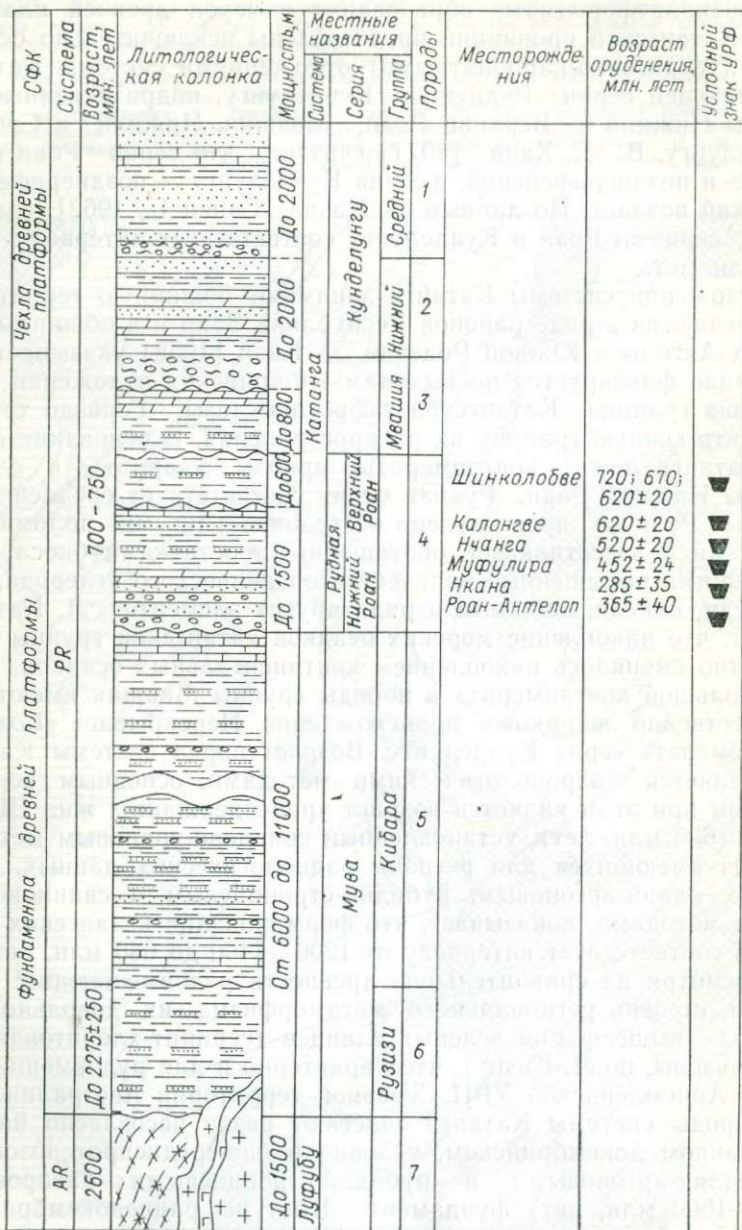
«Большой конгломерат» и породы группы Мвашия имеют преимущественно ледниковое происхождение. Перекрывает «Большой конгломерат» серия Кунделунгу. Возраст пород системы Катанга определяется геохронологическими методами; основным верхним репером при этом является возраст урансодержащих жил Шинколовбе (630 млн. лет), установленный свинцово-урановым методом. Анализ имеющихся для региона радиологических данных, полученных калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и свинцово-урановым методами, показывает, что формирование катангских отложений соответствует интервалу от 1200—1400 до 630 млн. лет.

Несмотря на сравнительную древность рудовмещающих комплексов, степень регионального метаморфизма их довольно слабая — не выше фации зеленых сланцев (серицит-хлоритовая стадия эпизоны, по Л. Казну), что характерно и для рудовмещающих пород Арнемлендской УРП Северной территории Австралии.

Породы системы Катанга залегают резко несогласно на эродированном докембрийском, условно ранне-среднепротерозойском (с калий-аргоновыми и рубидий-стронциевыми датировками 2600—1600 млн. лет) фундаменте. Выступы раннедокембрийских гранитов образуют выпуклую к северо-востоку дугу своеобразных структур-куполов, ограничивающих с северо-востока рудные поля

Рис. 10. Позиция уранового оруденения в сводном стратиграфо-литологическом разрезе Катангской УРП.

Условные обозначения к рис. 10, 14, 21, 29, 36. Уранорудные месторождения: 1 — в песчаниках и угленосных отложениях, 2 — в проницаемых терригенных и карбонатных по-



□ 1 ▲ 2 ● 3 ◐ 4 ▽ 5 ▲ 6

родах, 3 — в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания, 4 — в пегматитах и грейзенах ультракислых гранитоидов, 5 — в углеродисто-кремнистых сланцах, песчаниках, доломитах, 6 — в ураноносных углеродисто-кремнистых породах. Породы: 1 — песчаники, сланцы, известняки, «Малый конгломерат» (тиллит), 2 — песчаники, доломиты, сланцы, 3 — черные пиритовые сланцы, «Большой конгломерат» (тиллит), доломиты, сланцы с горизонтами кварцитов, 4 — сланцы с горизонтами песчаников и кварцитов; кварциты, песчаники с прослоями сланцев; известняки, доломиты, углеродисто-кремнистые сланцы; аркозовые песчаники, конгломераты с прослоями песчаников и сланцев, 5 — свита Лубуди, ярусы Дидве-Лукеде (известняки), Кабандо-Диана (черные сланцы с пиритом, прослоями кварцитов), свиты Тамбо (кварциты, горизонты аркозов и конгломератов, прослои филлитов), Митва (сланцы с прослоями песчаников, кварцитов; конгломераты, кварциты), ярус Колуменгонго (филлиты, реже кварциты, известняки, сланцы); 6 — сланцы с прослоями кварцитов, 7 — кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, интрузивные граниты и габбро.

месторождений. При этом отложения Рудной серии слагают цепочку синклинальных структур с общим веерообразным падением пород в сторону от выступов-куполов.

Наряду с подобной германотипной складчатостью катангские отложения характеризуются общей линейной дислоцированностью, интенсивность которой уменьшается с юга на север. Основной фазой тектогенеза чехла является кунделунгская складчатость, наиболее интенсивно проявленная в Южной Катанге, где позднедокембрийские отложения платформенного чехла смяты в сложные складки, разбитые многочисленными разломами. Умеренная интенсивность складчатых дислокаций, по данным Л. Каэна [1958], устанавливается в Центральной Катанге. В северной части региона складки еще более пологи и опрокинуты к северу, что свидетельствует о направленности тектонических движений с юга на север. Переход к платформенному форланду Северной Катанги постепенный. Необходимо отметить, что в северо-восточной части Катанги установлены граниты, прорывающие отложения этой системы.

Урановые месторождения Катанги неоднократно и с различной детальностью описывались В. С. Домаревым [1956], Э. У. Хейнрихом [1962] и другими исследователями. Урановое оруденение кроме уранового месторождения Шинколобве установлено также в месторождениях других металлов (Калонгве, Роан-Антелоп, Нкана, Миндола и др.).

Главной особенностью Катанги, как и всего медного пояса Южной Африки, является широкое развитие преимущественно стратиформных медных, кобальтовых и других месторождений, характеризующихся равномерным распределением минерализации и отчетливой ее приуроченностью к определенным стратиграфическим горизонтам. Подавляющее большинство последних входит в состав Рудной серии и выделяется в качестве так называемой рудной формации [Мендельсон Ф., 1963]. Главная часть этой формации представлена сланцами, изменяющимися по составу от глинистых сланцев до аргиллитов. В большинстве своем сланцы углистые (от слабоуглистых аргиллитов до углистых сланцев) и содержат до 1,5% органического углерода. Медные, кобальтовые, никелевые и другие минералы рассеяны по всей породе и концентрируются вдоль плоскостей напластования в виде зерен непр-

вильной формы, близких по размеру к зернам других слагающих породу минералов — слюды, кварца, полевых шпатов, карбонатов. По простиранию рудоносные сланцы местами сменяются песчанистыми или доломитовыми фациями, не содержащими рудных минералов либо с пониженными их концентрациями. Медным минералам (халькопириту, борниту, халькозину) сопутствуют минералы урана, кобальта, никеля, селена, теллура, мышьяка, сурьмы. Ассоциация урана с медью в Катангской провинции настолько устойчива, что повсеместное обогащение ураном меденосных пород успешно использовалось, по данным Ф. Мендельсона [1963], для поисков меди.

Почти все медно-кобальтовые руды на огромной площади заражены ураном (0,005—0,01% U_3O_8 , по Э. У. Хейнриху [1962]), но наибольшие концентрации урана устанавливаются там, где вследствие фациальных условий осадконакопления содержания меди и кобальта снижаются. Так, на месторождении Нкана урановое оруденение локализуется в участках, где «рудная» формация имеет вдвое меньшую мощность, а рудные сланцы с низкими содержаниями меди фациально замещаются аркозовыми песчаниками с примесью доломитового материала. Радиоактивные минералы (настуран, коффинит, урановые слюдки и др.) развиваются главным образом в кремнистых медьсодержащих сланцах с убогими концентрациями меди, так что содержание урана обратно пропорционально содержанию меди.

Породы, сингенетически обогащенные ураном, секутся многочисленными карбонатными жилами, несущими кварц, полевой шпат, ангидрит, а также уранинит, браннерит, борнит, халькозин. Ураноносные сланцы, по С. Бови [Хейнрих Э. У., 1962], содержат тонкорассеянную вкрапленность урановой смолки в виде интерстициальных зерен размером до 0,01—0,05 мм. Минералы урана в жилах и в форме тонкой вкрапленности, по представлениям большинства исследователей, разновозрастны.

Ураноносные жилы, в которых окислы урана ассоциируют с широкой гаммой урановых слюдок и с разнообразными сульфидами, селенидами и теллуридами кобальта, никеля, меди, молибдена, свинца, а жильные минералы представлены карбонатами, кварцем, хлоритом, распространены гораздо реже, чем рассеянная сингенетическая вкрапленность урановых минералов. Такие жилы встречаются лишь на месторождении Шинколобве (Камбове). Предполагается [Мендельсон Ф., 1963, и др.], что подобные рудные концентрации жильной формы имеют латераль-секреционное происхождение и обусловлены процессами метаморфизма урансодержащих осадков, хотя в ранних работах по геологии месторождения Шинколобве отстаивалось гидротермальное его происхождение. Однако дальнейшие исследования на более широких площадях не подтвердили гипотезу о глубинном происхождении рудообразующих растворов.

Катанга относится к числу комплексных рудных провинций, где уран тесно ассоциирует главным образом с медью, а также ко-

бальтом, никелем и железом. Ф. Мендельсон [1963] и ряд других исследователей показали, что формирование рудных залежей в ее пределах связано с процессами накопления тонкозернистых, обогащенных органическим веществом и карбонатным материалом осадков в условиях ограниченной циркуляции вод и застойного режима в изолированных или отшнурованных от главного морского бассейна водоемах. Руды накапливались в ходе осаждения металлов в застойных водах в результате деятельности анаэробных бактерий. Отметим, что, используя эту гипотезу, удалось предсказать присутствие урана в районе Нкана. Геохимическая зональность, определяющая рудоотложение, может трактоваться следующим образом. Если для всего бассейна зона осадков характеризовалась насыщенностью кислородом, интенсивным движением воды и, как следствие, отсутствием сульфидов (кроме диагенетического пирита), то на границе застойных вод в условиях недостатка кислорода осаждались окислы урана и сульфиды молибдена, а также окислы вольфрама. Здесь в результате деятельности анаэробных бактерий происходило обогащение пород сульфидами и образование сероводорода в количествах, достаточных для осаждения значительных концентраций меди и небольших количеств железа. Высаживание происходило в виде коллоидальных смешанных сульфидов. Обстановка, в которой формировались рудоносные толщи Катанги, сходна, как отмечают некоторые исследователи, с обстановкой зоны сероводородного заражения, развивающейся в настоящее время в Черном море. Минеральные формы (халькозин, борнит, халькопирит, урановая смолка) возникали главным образом при диагенетических преобразованиях рудоносного осадка. Более поздние процессы приводили к перераспределениям различных металлов и возникновению их локальных концентраций.

Переходя к характеристике рудоконтролирующих факторов, считаем необходимым подчеркнуть, что региональные закономерности размещения уранового оруденения, в отличие от медного, в УРП Катанга специально не изучались и информация по этому вопросу носит отрывочный характер.

Тектонический фактор проявляется прежде всего в приуроченности области накопления медно- и ураноносных отложений, сингенетически обогащенных рудными компонентами, к замкнутому бассейну, окаймленному выступами раннедокембрийских кристаллических пород.

Стратиграфический фактор рудоконтроля отчетливо выражается в избирательной приуроченности уранового оруденения к позднедокембрийским отложениям Рудной серии, а в ее пределах к более дробной стратиграфической единице — «рудной» формации. Эта закономерность устанавливается и для рассеянного стратиформного оруденения, и для жильных месторождений типа Шинколовбе, хотя в отдельных случаях рудные жилы встречены в более древних и в более молодых отложениях Роана и Кунделунгу.

Литолого-фациальный фактор, как и стратиграфический, является общепризнанным для медного оруденения; по-видимому, он сохраняет свое значение и для урана. Поскольку геохимические условия осадконакопления обуславливают выпадение меди, кобальта, никеля, урана в определенных зонах морского бассейна, постольку сингенетические концентрации урана преимущественно локализуются в определенных литологических разностях. Это углистые сланцы, углестые аргиллиты, обогащенные кальциево-магнезиальными карбонатами.

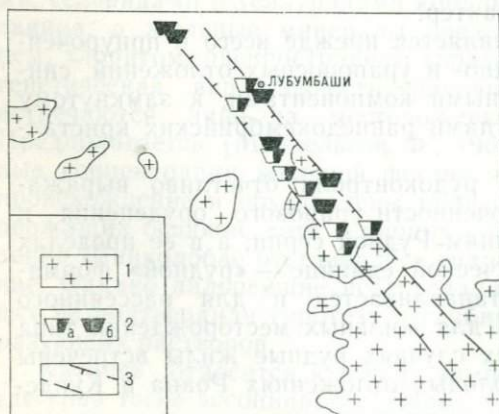
Структурные факторы рудоконтроля расшифровываются с большой долей условности; в ряде случаев они выступают опосредованно, определяя, например, положение береговой линии и влияя, таким образом, на размещение различных фаций, литологических разностей, геохимических условий осадконакопления.

Важной особенностью размещения месторождений является их расположение в узкой, строго линейной зоне общей протяженностью более 350 км, отвечающей, вероятно, протяженной зоне разломов глубинного заложения (рис. 11). Ширина этой зоны, где находятся все главные месторождения, лишь ненамного превышает ширину отдельных рудных полей, и только несколько месторождений меди и урана (Мкуба, Муфулира, Мокамбо, Этоли-де-Конго) обособляются к северо-востоку во вторую субпараллельную зону. В последних отмечаются некоторые черты, отличающие их от большинства месторождений провинции, в том числе большее разнообразие типов руд.

Как бы ни трактовалось происхождение оруденения, расположение месторождений в строго линейной зоне является очень

важной геоструктурной особенностью. Любая локальная структура, контролирующая отдельные рудные поля, — синклиналь, сброс или серия жил — оказывается расположенной в этой зоне. По мнению Ф. Мендельсона [1963], эта зона отвечает «первичному» разлому, выраженному лишь в породах основания, или, по терминологии советских геологов, скрытому глубинному разлому длительного развития. Весьма существенно, по данным Ф. Мендельсона, влияющие выступы древнего фундамента — гранитных куполов — на литолого-фациальные особенности рудоносных отложений и соответ-

Рис. 11. Расположение месторождений меди и урана в пределах пояса Катанга.
1 — гранито-гнейсовые купола; 2 — месторождения: а — медные, б — медно-урановые; 3 — зона развития месторождений.



венно на масштабы медного оруденения. Роль таких структур в распределении урановой минерализации пока неясна.

О роли магматического фактора в формировании уранового оруденения Катанги данных не имеется, хотя известно, что выходы гранитов совпадают с северной границей полосы рудных месторождений.

Возраст урановых руд месторождения Шинколобве 620 ± 20 млн. лет, что отвечает посткунделунгской стадии активизации. Определения возраста руд ряда месторождений, приведенные Л. Каэном [1958], дают более сложную картину. На месторождении Шинколобве возраст уранинита определяется в $720, 670, 620 \pm 20$ млн. лет, на месторождении Свамбо — 670 млн. лет, на месторождениях Калонгве, Люишиа — 620 ± 20 млн. лет. Возраст браннерита из жил месторождения Кансанши, уранинита из месторождений Мусошо, Камото, Колвези и других — 520 ± 20 млн. лет, а из месторождения Нкана — $452 \pm 24, 235 \pm 35$ млн. лет. Единичная датировка настурана из рудных жил месторождения Роан-Антелоп 365 ± 40 млн. лет. Приведенные данные свидетельствуют о начале формирования урановых руд практически одновременно с катангской орогенцией ($720-620$ млн. лет); более поздние тектонические движения приводили, видимо, к переотложению урана в рудах, на что могут указывать датировки $520 \pm 20, 485 \pm 10$ и 235 ± 35 млн. лет. Первая из этих датировок может быть увязана с фазой тектогенеза, последовавшей за внедрением гранитов в соседствующих с Катангской провинцией структурах.

Генезис урановых и медно-урановых месторождений Катанги является, как известно, предметом острой дискуссии. А. Бетман [Мендельсон Ф., 1963] и другие исследователи отстаивали представление о гидротермальном генезисе медно-урановых месторождений Катанги. Дж. Грегори и Г. Шнейдерхён [Мендельсон Ф., 1963] поставили под сомнение правомерность эндогенной теории, так как не были убеждены, что граниты интродуцируют осадочные породы. Позднее было разработано представление о первично-осадочном накоплении урана в осадках, по типу мансфелдских сланцев, с последующим преобразованием руды в процессе диагенеза. Подробно этот вопрос рассмотрен в работе Ф. Мендельсона [1963].

Анализ имеющейся в настоящее время информации позволяет нам принять как наиболее обоснованную точку зрения Ф. Мендельсона о сингенетическом накоплении меди, урана, кобальта и других металлов в замкнутых, относительно мелководных морских бассейнах. Об этом свидетельствует целый ряд надежно установленных фактов: а) оруденение локализуется в строго определенных стратиграфических горизонтах; б) характер распределения минерализации в рудных сланцах показывает, что рудная минерализация находилась во вмещающих породах до их литификации; в) обогащенность осадков металлами не зависит от степени их дислоцированности и тектонической нарушенности; г) изменение зональной последовательности от безрудных осадков к рудным (с различными соотношениями металлов) совпадает

как с общим направлением палеопотоков, так и с фаціальным изменением осадков — от конгломератов через песчаники до аргиллитов; д) единственный минерал — возможный индикатор гидротермальных процессов — серицит, по данным Ф. Мендельсона, в равной мере может рассматриваться и как продукт гипергенного выветривания, и как свидетельство низкотемпературной гидротермальной проработки, и как результат перекристаллизации глинистых компонентов при региональном метаморфизме низких ступеней; е) большинство кластических текстур, известных на некоторых месторождениях, являются долитификационными и оползневыми брекчиями и т. д.

Таким образом, достаточно убедительно, на наш взгляд, факты свидетельствуют в пользу сингенетической теории, согласно которой медь, кобальт, уран и другие металлы аккумуляровались в благоприятных породах в процессе осадконакопления. Характер распределения рудных тел и месторождений однозначно свидетельствует о строгой приуроченности рудной минерализации к определенным стратиграфическим горизонтам. Эта особенность успешно использовалась при поисках рудных месторождений в Медном поясе.

Весьма существенная роль в формировании локальных концентраций более богатых урановых руд принадлежит, по-видимому, тектоническим движениям, соответствующим панафриканской фазе складчатости, или катангской орогении, проявившейся около 600 млн. лет назад [Каэн Л., 1958; Тектоника Африки, 1973]. Тектонические подвижки незначительной амплитуды, с одной стороны, вызвали активизацию гидродинамического режима в проницаемых осадочных породах (типа «рудной» формации), с другой — обусловили развитие в осадочных толщах регионального метаморфизма низших ступеней. И в том и в другом случае происходило перераспределение урана и других рудных компонентов и их перетолжение в виде рудных тел различной морфологии. Именно таким способом, как указывает Ф. Мендельсон [1963], могли образоваться месторождения типа Шинколовбе. Жилы, в особенности согласные, возникали путем мобилизации, замещения и конкреционного роста.

Изложенные данные позволяют рассматривать Катангскую УРП как провинцию с медно-урановыми гидrogenными месторождениями.

Урановая провинция Арнемленд

УРП Арнемленд, в нашем понимании, представляет собой северную часть Австралийской платформы, ограниченную с востока и запада более молодыми мобильными зонами меридионального и северо-восточного направлений, а с юга — крупными северо-западными депрессионными структурами. В связи с открытием в последние годы на этой территории крупных урановых месторождений

(Джабилука, Рейнджер, Кунгарра, Наберлек и др.) с богатыми рудами она привлекает большое внимание геологов.

Урановые месторождения выявлены практически во всех штатах Австралии, но наибольшее практическое значение имеют месторождения, расположенные в УРП Арнемленд. Литература, посвященная описанию месторождений этих рудных районов, достаточно обширна [Белевцев Я. Н., 1977; Лаверов Н. П., Барсуков В. Л., 1977; Образование месторождений урана, 1976; Hills E., 1965; Rade J., 1956, 1957, 1959; Walpole V., Crohn P., 1965], однако вопросы положения УРМ и УРР в генеральных структурах Австралийской платформы трактуются неоднозначно.

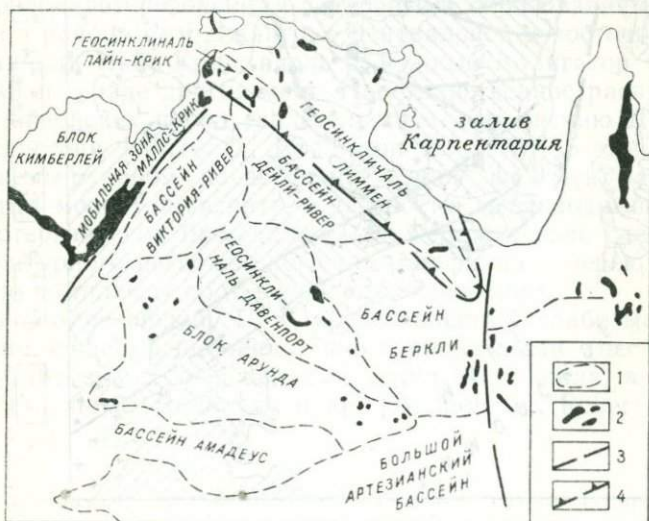
По схеме, предлагаемой Э. Хиллсом [Hills E., 1965], УРМ располагаются в металлогенической провинции Пайн-Крик, совпадающей с одноименной геосинклиналью, и в северо-западной части металлогенической провинции Карпентария, совпадающей с геосинклиналью Лиммен (рис. 12).

Б. Валпоул и П. Крон [Walpole V., Crohn P., 1965] выделяют как металлогеническую провинцию район Катерин-Дарвин площадью около 20 тыс. км² в северо-западной части Северной территории.

На основе анализа последних монографических работ и сводных геологических и геотектонических карт Австралии представилось необходимым уточнить границы УРП и дать ей название Арнемленд — по названию Арнемлендской территории, в пределах

Рис. 12. Положение УРП Арнемленд в главнейших структурах Центральной и Северной Австралии.

1 — границы тектонических структур; 2 — выступы раннедокембрийского гранитоидного фундамента Австралийской платформы; 3 — крупнейшие разломы; 4 — границы Арнемлендской провинции.



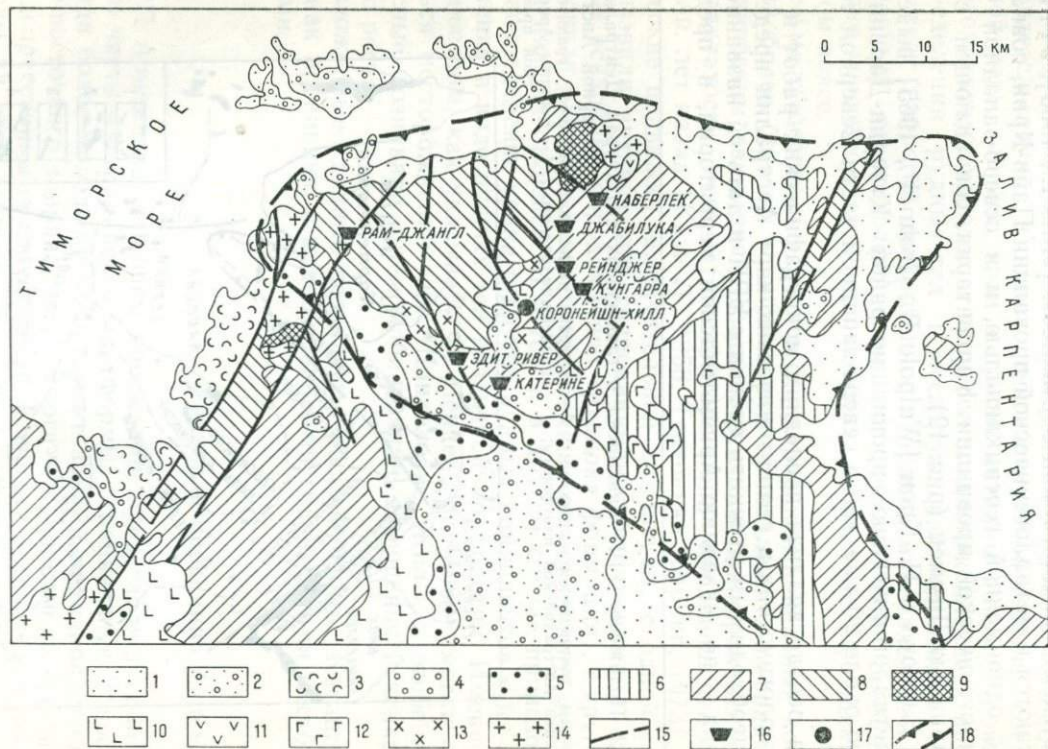


Рис. 13. Схема геологического строения Арнемлендской УРП.

1—9 — осадочные и метаморфические образования: 1 — кайнозойские, 2 — меловые, 3 — пермские, 4 — девонские, 5 — кембро-силурийские, 6 — протерозойские нерасчлененные, 7 — среднепротерозойские, 8 — нижнепротерозойские (?), 9 — архейские; 10—12 — вулканические породы основного состава, кембрийские и протерозойские; 13 и 14 — гранитоиды раннепротерозойские и посткембрийские; 15 — главнейшие разломы; 16, 17 — урановые месторождения; 16 — в углеродисто-кремнистых сланцах, песчаниках, доломитах, 17 — в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания; 18 — границы Арнемлендской УРП.

которой расположены практически все УРМ Северной Австралии (рис. 13).

В качестве восточной границы УРП нами рассматривается глубинный разлом Чиллаго, отделяющий докембрийские структуры, развитые к западу от разлома (система Джорджтаун), от складчатых сооружений палеозоя. Западной границей служит мобильная зона Маллс-Крик, отграничивающая депрессию Виктория-Ривер от расположенного западнее блока Кимберлей. Южную границу металлургических провинций Пайн-Крик и Карпентария Э. Хиллс [Hills E., 1965] проводит по северному борту депрессий Дейли-Ривер и Беркли. Учитывая особенности тектонического и металлогенического развития блоков, располагающихся к северу и югу от этой условной линии, мы рассматриваем ее в качестве южного ограничения Арнемлендской провинции. В таких границах УРП Арнемленд включает в себя металлогенические провинции Пайн-Крик и Карпентария, в понимании Э. Хиллса [Hills E., 1965], а также северную часть Арнемлендской территории, где выявлен ряд новых УРМ, и имеет площадь порядка 80 тыс. км².

УРП Арнемленд характеризуется сложным многоярусным строением. СФК фундамента древней Австралийской платформы, по Б. Валпоулу и др. [Walpole B., Roberts H., Forinan D., 1965], представлен архейскими гнейсами*, гнейсированными и массивными гранитами, кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами. По другим данным [Rade J., 1959], архейский фундамент сложен глубоко метаморфизованными гнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами, гранулитами, кристаллическими сланцами и «зеленокаменными породами», объединяемыми в комплекс Рам-Джангл. Наиболее крупные выходы архейских пород известны в центральной части Северной территории. В районе Катерин-Дарвин они обнажаются в виде небольших выступов, окруженных ниже-среднепротерозойскими осадочными образованиями; известны они и в районе Рам-Джангл, в центральной и восточной частях геосинклинали Пайн-Крик, вдоль р. Южный Аллигатор (комплекс Намамбу) и в ряде других мест. Пространственное распределение выходов архейских пород свидетельствует, по мнению Д. Айриеса и П. Эдингтона [Ayres D., Eadington P., 1975], о том, что рассматриваемый район представляет собой фрагмент архейского щита. Этим можно объяснить, в частности, мелководный характер раннепротерозойских бассейнов, а также отсутствие следов высокотемпературного регионального метаморфизма в перекрывающих архейские комплексы протерозойских отложениях.

Раннепротерозойский СФК, представленный слабо метаморфизованными существенно терригенно-карбонатными (песчано-сланцево-доломитовыми) отложениями серии Эджиконда, выходит на поверхность, по Б. Валпоулу и др. [Walpole B., Roberts H., For-

* В последнее время* некоторые австралийские геологи датируют их ранним протерозоем.

Рис. 14. Позиция уранового оруденения в сводном стратиграфо-литологическом разрезе УРП Арнемленд.

Условные обозначения см. на рис. 10.
 Породы: 1 — песчаники, алевролиты, конгломераты, 2 — песчаники, алевролиты, известняки, базальты, конгломераты, 3 — пестро- и красноцветные песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты; линзы известняков, силлы долеритов, 4 — аркозовые и кварцевые песчаники, граувакки, конгломераты, реже известняки, сланцы и базальтовые порфириды; граувакки, порфиридные адамеллиты; аркозовые и кварцевые песчаники, доломиты, известняки, переслаивающиеся с андезитовыми и базальтовыми порфиритами, реже ридолитовыми порфирами и их туфами; диориты, гранит-порфиры, 5 — водорослевые доломиты с линзами алевролитов и кремнистых пород, углеродисто-кремнистые сланцы, алевролиты, аргиллиты; граниты, адамеллиты, кварцевые сланцы, 6 — кварцевые конгломераты, глинистые сланцы, алевролиты (на западе), граувакки, кварцевые песчаники, реже конгломераты и порфириды (на востоке), 7 — косослончатые кварцевые песчаники, аркозовые песчаники,

СФК	Система	Возраст, млн лет	Литологическая колонка	Мощность, м	Породы	Местные подразделения	Месторождения	Возраст оруденения, млн лет	Усл. знак
Чехла древней платформы	К			До 500	1				
	С			1000	2				
	PR ₃	До 550		До 2000	3	Система Аделаида			
Протоаргоновый	PR ₂ (?)	До 1400		До 2500	4	Группа Маунт-Ригг Комплекс Грейс-Крик	Коронейш-Хилл, Палетта, Скалл и др.		● ●
						Группа Катерин-Ривер			
						Комплекс Эдит-Ривер			
						Система Карпентария			
Фундамент древней платформы	Протоплатформенный	PR ₁	До 1700	До 6000	5	Группа Южный Аллигатор	Наберлек, Джабдулка, Рейнджер, Кунгарра	550-650 677 689	▼ ▼ ▼ ▼
						Группа Финнис-Ривер			
						Система Эджиканды			
Ультрамета-морфический	AR (PR ₁ ?)	> 2600		До 3000	7	Группа Гудпарл	Рам-Джангл		▼
						Система			
				До 1500	8	Группа Бачелор			
				> 5000	9	Комплекс Рам-Джангл Комплексы Нимбувах, Наммбу, Литфельд			

алевролиты, доломиты, конгломераты (на востоке), глинистые кварцевые арениты и алевролиты, углеродисто-кремнистые сланцы (на западе), 8 — доломиты, иногда с «Collenia», доломитовые брекчи, аркозовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, 9 — гранито-гнейсы, гнейсы, мигматиты, реже гранулиты, амфиболиты, различные кристаллические сланцы, интродуцированные гранитами, гранодиоритами, тоналитами.

map D., 1965], в районах Катерин-Дарвин, Тенан-Крик, Гранит-Лиммен.

Интересно отметить, что нижнепротерозойские миогеосинклинальные осадки в пределах геосинклинали Лиммен, по Э. Хиллсу [Hills E., 1965], залегают на архейском фундаменте, так что металлогенические провинции Пайн-Крик и Карпентария могут рассматриваться как сформировавшиеся в пределах трогов этой миогеосинклинальной структуры, во многом напоминающих тафросинеклизы Южной Африки.

Анализ палеогеографической обстановки показывает, что накопление терригенных толщ серии Эджиконда происходило в условиях морского мелководья на фоне существенных вариаций геохимической обстановки формирования осадков. Эти изменения сопровождалась доломитообразованием и гибелью значительной части обитавшего в морском бассейне биоса, что отразилось в широком развитии осадков, обогащенных органическим углеродом и преобразованных позднее в углеродисто-кремнистые сланцы.

В разрезе нижнепротерозойских отложений Арнемлендской УРП выделяются четыре группы (снизу вверх): Бачелор, Гудпарла, Финнис-Ривер, Аллигатор (рис. 14). В составе групп Гудпарла и в особенности Аллигатор весьма существенная роль принадлежит углеродистым сланцам, наиболее развитым в формациях Массон и Кулпин. Формация Массон состоит из пачек переслаивающихся среднезернистых кварцевых песчаников и граувакк, алевролитов и аргиллитов. Последние нередко обогащены органическим веществом и рассеянным пиритом. Формация Кулпин представлена чередованием углеродистых сланцев и кремнисто-железистых алевролитов с линзами доломитов. Кремнисто-углеродистые сланцы содержат кварц, серицит, каолинит, сидерит, хлорит, гематит, пирит, линзы доломита и кремнистые стяжения. Углеродистое вещество, по данным термических исследований [Ayres D., Eadington P., 1975], относится к полуантрациту (тощему углю). По мнению ряда австралийских геологов, указанные отложения образовались в прибрежно-морских условиях, в зоне резкой смены физико-химических параметров среды, что способствовало осаждению меди, железа, урана, свинца, кобальта и др. Об этом свидетельствует и набор элементов-примесей в углеродистых сланцах Арнемленда.

По данным Д. Айреса и П. Эдингтона [Ayres D., Eadington P., 1975], углеродисто-кремнистые сланцы района Южный Аллигатор содержат 3,3% углерода, 330 г/т бора и бария, 37 — никеля, 42 — кобальта, 177 — меди, 186 — марганца, 132 — хрома, 146 — вольфрама, 51 — свинца, 103 — урана.

Рассматриваемым отложениям свойственна крайне невысокая степень регионального метаморфизма, лишь в редких случаях достигающая фации зеленых сланцев.

Изложенное позволяет рассматривать охарактеризованные отложения УРП Арнемленд как ураноносные геохимические формации. Как видно из их описания, по литологическим особенностям, геохимии, структурному положению они во многом сходны с докембрийскими сланцами, слагающими тафросинеклизу Катанги.

Среднепротерозойский протоорогенный СФК в Арнемлендской УРП представлен полого залегающими вулканогенно-терригенными отложениями мощностью около 2,5 км и ассоциирующими с ними гранитоидами. Резкое угловое и стратиграфическое несогласие между средне- и раннепротерозойскими породами, как показывает опыт изучения УРМ Арнемленда, играет особую роль в локализации оруденения.

Протоорогенные отложения системы Карпентария (их средне- либо средне-позднепротерозойский возраст установлен Б. Валпоулом и П. Кроном [Walpole B., Crohn P., 1965]) включают ряд комплексов, групп и формаций: вулканиты существенно риолитового комплекса Эдит-Ривер; вулканогенно-терригенные породы группы Катерин-Ривер, риолиты Пул-Пул, туфогенно-осадочные комплексы и формации Камболджи, Грейс-Крик, Маунт-Ригг. Следует подчеркнуть, что кислые вулканиты комплекса Эдит-Ривер и, в особенности, риолиты Пул-Пул характеризуются резко повышенными концентрациями радиоактивных и некоторых других элементов. Так, риолиты, их игнимбриты и туфы Пул-Пул в районе Южный Аллигатор содержат 10—35 г/т урана, 16—42 — тория, 10—60 — ванадия, 20—40 — свинца; отношение тория к урану колеблется от 4 (в риолитах Пул-Пул) до 1,3 (в кислых вулканитах Эдит-Ривер) [Auges D., Eadington P., 1975]. Некоторые австралийские исследователи допускают, что из вулканитов Эдит-Ривер поверхностными водами может быть выщелочено 10 г урана на тонну породы. Отметим, что в вулканических жерлах комплекса Эдит-Ривер локализуются мелкие золото-урановые месторождения (Корнейши-Хилл и др.). Возраст такого оруденения, по Дж. Рэйду [Rade J., 1956, 1957, 1959], поздний протерозой, а по другим данным — средний протерозой.

Интрузии гранитов, синхронные с орогенным вулканизмом, сопровождаются многочисленными проявлениями редкометального оруденения (Sn, W, Mo, Ta и др.) в эндоконтактах массивов, а также телами пегматитов. Некоторые геологи [Hills E., 1965] важное металлогеническое значение придают крупным дайкам и силлам докембрийских долеритов и амфиболитов. Анализ особенностей докембрийского магматизма в УРП Арнемленд позволяет судить о его несомненной связи с тектоническими процессами в сопредельных подвижных областях, в частности, проявление средне-позднепротерозойского вулканизма и гранитообразования близко во времени с заложением геосинклинальных систем по восточному ограничению Австралийской платформы и возникновением либо

обновлением в это же время зон глубинных разломов Маллс-Крик, Чиллаго и др.

СФК платформенного чехла в Арнемлендской УРП формируется начиная с позднего протерозоя. Начало накопления платформенных терригенных и карбонатных отложений датируется [Ayres D., Eadington P., 1975] 1300 млн. лет.

В течение платформенного этапа на рассматриваемой территории были неоднократные вспышки тектонической активности, проявлявшиеся в блоковых перемещениях по разноориентированным разрывным нарушениям. Часть таких нарушений, по данным Р. Додсона и др. [Образование месторождений урана, 1976], заложена еще в раннем докембрии. Магматическая деятельность в зонах активизированных разломов проявилась во внедрении даек и силлов основных пород. Наиболее важной для металлогении урана представляется позднепротерозойская (предкембрийская) тектоно-магматическая активизация.

Все известные УРМ Арнемлендской провинции, за исключением нескольких мелких месторождений и рудопроявлений, залегают в нижнепротерозойских осадочных отложениях. Рудные тела представлены сложными стратифицированными залежами преимущественно настурановых, реже урановослюдковых руд, располагающихся в углеродистых сланцах и других породах формации Кулпин (рис. 15). Промышленные залежи сложены массивными, прожилково-вкрапленными или тонкодисперсными рудами, нередко приуроченными к послонным разрывам и зонам разломов, пересекающим сланцы. В рудах кроме урана присутствует золото; отмечены заметно повышенные содержания ванадия, находящегося в прямой коррелятивной связи с ураном [Ayres D., Eadington P., 1975]. С урановой минерализацией ассоциируют пирит, арсениты кобальта и никеля, галенит; отмечены минералы селена.

Одной из важнейших особенностей большинства УРМ Арнемленда является их локализация в тесной пространственной сопряженности с поверхностью регионального несогласия между раннепротерозойской серией Эджиконда и среднепротерозойской системой Карпентария.

Строение рудных полей отдельных УРМ Арнемлендской провинции подробно рассматривается в упомянутых выше публикациях, поэтому здесь мы считаем целесообразным привести лишь обобщенную характеристику наиболее крупных месторождений: Наберлек, Джабилука, Рейнджер, Кунгарра. Эта характеристика дается нами главным образом по последним работам — Р. Додсона и др. [Образование месторождений урана, 1976], Н. П. Лаверова и В. Л. Барсукова [1977].

Месторождение Наберлек представлено двумя линзообразными залежами высокосортных руд (10—12% U_3O_8 , с запасами около 10 тыс. т U_3O_8), окаймленных зоной более бедных руд. Залежи имеют север-северо-западное простирание, параллельное слоистости вмещающих сланцев формации Кулпин, и падают к востоку под углом 30—45°. Руды прослежены до глубины около

Все рудные концентрации на месторождениях локализуются в мощной зоне рассланцевания мраморизованных доломитов и сланцев, в участках наибольшей нарушенности пород в всячем боку продольного и поперечного разрывов. Урановое оруденение встречается в хлоритовых прожилках, которые заполняют трещины, главным образом в нижней пачке толщи Майн, реже в верхней пачке. Здесь ураноносные прожилки обычно концентрируются вокруг обломков брекчированных хлоритовых сланцев. Спорадически в рудах встречаются медь, золото, свинец.

Месторождение Кунгарра размещается в нижнепротерозойских хлоритовых и графит-кварц-хлоритовых сланцах, непосредственно над крупным взбросом, по которому последние контактируют с безрудными среднепротерозойскими песчаниками. Минерализованные зоны, в общем, согласны со слоистостью вмещающих пород и параллельны плоскости взброса Кунгарра, являющегося главным структурным элементом месторождения и падающего к юго-востоку под углом 60° . Тектонический контакт интенсивно брекчирован и маркирует лежачий бок минерализованной зоны. Рудные тела представляют собой серию кулисообразных зон руд, в центральных частях которых располагаются высококачественные руды. Общие разведанные запасы составляют 30 тыс. т U_3O_8 . Сплошные богатые руды локализуются в крупных тектонических швах взброса Кунгарра или в местах резкого изгиба складок в сланцах и изменении направлений рассланцевания пород.

Для верхней части зоны выветривания характерны уранил-фосфатные руды, а для более глубоких частей — силикаты урана.

Возраст уранового оруденения на месторождениях УРП Арнемленд устанавливается на основании геологических и геохронологических данных. Геологически верхняя возрастная граница оруденения определяется тем, что породы чехла Австралийской платформы, включающие самые верхи разреза протерозоя, а также кембрийские и более молодые отложения, не несут уранового оруденения: оно локализуется в породах раннего протерозоя и в меньшей мере в среднепротерозойской (по другим данным, позднепротерозойской) формации Эдит-Ривер. Таким образом, время формирования УРМ, по-видимому, совпадает с тектоно-магматическими процессами, проявившимися в позднем протерозое. Геохронологические данные по месторождениям Арнемлендской УРП весьма ограничены. Так, возраст смолки из района Южный Аллигатор определяется свинцово-урановым методом в 550—650, 677, 689 млн. лет, что сближает эти месторождения с УРМ Катангской УРП, возникшими в очень сходной геологической и металлогенической обстановке. Радиологические данные свидетельствуют о принадлежности уранового оруденения Арнемленда к той же эпохе, что и месторождения Катанги.

Рассмотрим далее основные факторы, контролирующие УРМ в пределах УРП Арнемленд. Геотектонический фактор проявляется в расположении всех крупных месторождений, создающих урановый потенциал провинции, в пределах геосинклинали Пайн-Крик.

Эта структура по своей геотектонической позиции, внутреннему строению, составу фундамента и особенностям выполняющих ее отложений имеет много общих черт с тафросинеклизой Катанги. Существенным отличием Арнемлендской провинции является относительно широкое развитие ее в пределах позднекембрийского протоорогенного магматизма, и в том числе обогащенных ураном вулканогенных образований. Последнее обстоятельство, по-видимому, сыграло важную роль в формировании богатых урановых руд.

Ведущая роль стратиграфического фактора подчеркивается локализацией всех крупных (Рейнджер, Наберлек, Кунгарра) и подавляющей части более мелких УРМ среди нижнепротерозойских осадочных пород формации Кулпин и ее стратиграфических аналогов, сменяющих друг друга по простиранию. Лишь единичные мелкие объекты (Коронейшн-Хилл и др.) располагаются в вулканогенных породах среднего протерозоя (?). Как указывают Р. Додсон и др. [Образование месторождений урана, 1976], главным ключом к пониманию происхождения уранового оруденения в этой УРП является признание стратиграфического контроля. Возможно, столь четкая избирательная приуроченность урановых месторождений определяется геохимическими особенностями рудовмещающей формации Кулпин и ее аналогов, и в первую очередь характерными для них высокими содержаниями урана и высокой восстановительной емкостью.

Структурные факторы наряду со стратиграфическими играли важнейшую роль в локализации месторождений и отдельных рудных тел. Как отмечают Дж. Рэйд [Rade J., 1959], Р. Додсон и др. [Образование месторождений урана, 1976] и другие исследователи, контроль оруденения разрывными структурами проявлен весьма ярко. Значение разломов как подводящих каналов и рудоконтролирующих структур убедительно доказано для большинства УРМ; однако, как пишет Э. Хиллс [Hills E., 1965], главные разломы на месторождениях редко несут интенсивное оруденение.

В последнее время австралийскими геологами особая роль в локализации УРМ отводится поверхностям несогласий. Так, в районе Катерин-Дарвин большинство месторождений локализуется вблизи несогласий между породами комплекса Южный Аллигатор и перекрывающими их породами комплекса Катерин-Ривер. Б. Валпоул и П. Крон [Walpole B., Crohn P., 1965], Д. Айриес и П. Эдингтон [Ayres D., Eadington P., 1975] также отмечают, что оруденение в системах разломов в месторождениях района Южный Аллигатор тяготеет к эрозионной поверхности несогласия между нижним и верхним протерозоем и уходит от эрозионной поверхности в нижнепротерозойские отложения на 120 м.

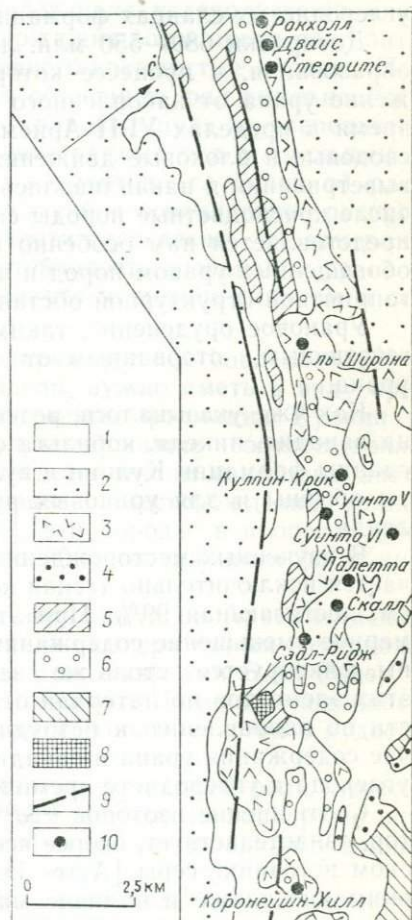
Магматический фактор выступает в качестве ведущего лишь для ряда мелких месторождений. Так, золото-урановые труды месторождения Коронейшн-Хилл фактически являются оруденелыми породами жерловых фаций. В то же время магматический фактор рудоконтроля, столь показательный для ряда небольших место-

рождений урана в районе Южный Аллигатор (Рокхоул, Корнейшн-Хилл, Эль-Шарона, Палетта и др.) (рис. 16), не проявляется на подавляющем большинстве УРМ, в том числе и на наиболее крупных, таких, как Джабилука, Наберлек, Кунгарра и др.

Недостаток фактических данных, которые могли бы быть использованы для однозначных генетических построений, объясняется кратковременностью изучения уранового оруденения УРП Арнемленд. В ранних публикациях Дж. Рэйда [Rade J., 1956, 1957, 1959], Э. Хиллса [Hills E., 1965] и других исследователей месторождения Арнемлендской провинции рассматривались как гидротермальные низко- и среднетемпературные, локализующиеся преимущественно в зонах дробления. В последних работах Д. Айриса и П. Эдингтона [Ayles D., Eadington P., 1975], Р. Додсона и др. [Образование месторождений урана, 1976] большая часть месторождений, в том числе и все крупные, рассматриваются как экзогенные эпигенетические, сформированные из рудных растворов, отделившихся в процессе литификации обогащенных ураном нижнепротерозойских осадочных пород. Н. П. Лаверов и В. Л. Барсуков [1977, с. 31—32] отмечают: «... накопленные к настоящему времени данные по геологии урановых месторождений Австралии свидетельствуют, что они не могут быть отнесены ни к одному из известных в мире типов... В современной классификации их... следует выделить в самостоятельную группу стратиформных месторождений урана полигенного происхождения». В то же время эти исследователи, рассматривая конкретные месторождения, акцентируют внимание на ведущей роли разломной тектоники в локализации оруденения.

Рис. 16. Геологическая карта района р. Южный Аллигатор (по Prichard C.).

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — верхний протерозой; 2 — формация Камболджи; 3 — вулканиты Эдит-Ривер; 4—7 — нижний протерозой; 4 — комплекс Зейнеу; 5 — доломиты Фишер-Крик; 6 — формация Куллин; 7 — формация Мэссон; архей: 8 — вулканиты Стэг-Криг; 9 — тектонические нарушения; 10 — урановые месторождения.



Попытка реставрировать процесс рудогенеза на месторождениях типа Наберлек, Кунгарра, Рейнджер и других может быть сделана на основе использования данных по геологии региона в целом, интерпретации изотопно-геохронологических данных и анализа геохимических особенностей урановых руд и пород района Южный Аллигатор.

Изотопные составы свинца в рудах из района Аллигатор и определения возраста свинцово-урановым методом дают для урановой смолки серию датировок (млн. лет): 1880, 1700, 900, 689, 677; 650—550. Возраст урановой смолки месторождения Наберлек близок, по В. И. Малышеву, к 620 млн. лет [Лаверов Н. П., Барсуков В. Л., 1977].

Эти данные интерпретируются следующим образом.

Древние датировки (1880—1700 млн. лет) отражают «реликтовый» возраст урана и несут информацию о времени накопления его сингенетических концентраций в специализированных на уран углеродистых сланцах формации Кулпин и кислых вулканитах.

Датировки 689—550 млн. лет отражают основную эпоху рудообразования, в процессе которой, несомненно, произошло отторжение урана от накопленного ранее радиогенного свинца. В это время в пределах УРП Арнемленд проявились малоамплитудные сводовые и блоковые движения, протекали процессы химического выветривания и накапливались континентальные отложения, в том числе красноцветные породы системы Аделаида. Именно эта эпоха представляется нам особенно важной для мобилизации урана из обогащенных ураном пород и последующего переотложения в благоприятной структурной обстановке.

Урановое оруденение, таким образом, является отчетливо эпигенетичным, оторванным от эпохи сингенетического накопления урана.

Как уже указывалось, резко повышенными содержаниями урана, ванадия, никеля, кобальта отличаются углеродисто-кремнистые сланцы формации Кулпин и вулканиты Эдит-Ривер. Те же элементы обычны и для урановых руд наиболее крупных УРМ Арнемленда.

В изученных месторождениях района Южный Аллигатор отмечается исключительно тесная корреляция между ураном и ванадием, достигающая 99%. При этом с глубиной происходит закономерное уменьшение содержания урана и ванадия. С другой стороны, фиксируется столь же закономерное падение концентраций этих элементов по латерали от рудовмещающих зон трещиноватости по направлению к безрудным боковым породам. В этом случае содержания урана и ванадия не коррелируются с содержанием углерода в углеродисто-кремнистых сланцах.

Соотношение изотопов $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ в рудах района Южный Аллигатор, свидетельствует, скорее всего, об осадочном, но не магматическом источнике серы [Ayres D., Eadington P., 1975]. Заслуживает внимания также и наличие минералов селена в урановых рудах.

Вышеприведенные данные позволяют считать наиболее вероятным отложение урановых руд из холодных (либо очень слабо нагретых) вод, по-видимому, поверхностного происхождения. В пользу этого свидетельствует целый ряд факторов. В холодных грунтовых водах при $pH=7$ и $Eh=+0,5$ соединения урана и ванадия растворимы и миграционноспособны. В этих условиях они могут выщелачиваться из вмещающих пород и переходить в раствор. При падении Eh до 0 (и pH , близком к 7), обусловливаемом наличием сильного восстановителя — органического углерода, уран и ванадий переходят в нерастворимые формы. Геохимия других элементов, ассоциирующих с ураном (Cu, Co, Ni), сложнее, но и они могут переноситься грунтовыми водами и осажаться в углеродисто-кремнистых сланцах.

Восстановление урана и осаждение его в форме настурана могло происходить там, где в результате вертикальных смещений по разломам приводились в соприкосновение водоносные породы (песчаники, конгломераты) и нижележащие углеродисто-кремнистые сланцы, либо там, где урансодержащие воды могли поступать по зонам трещиноватости в углеродисто-кремнистые сланцы. Подобный механизм рудообразования объясняет ряд эмпирических закономерностей: а) локализацию урановых руд в углеродисто-кремнистых сланцах; б) выклинивание рудных тел и уменьшение содержаний урана и сопутствующих элементов с глубиной; в) расположение рудных тел вблизи несогласий и ограниченное распространение оруденения ниже плоскости несогласия; г) контроль оруденения зонами разломов; д) устойчивость ассоциации урана с углеродом, арсенидами никеля, кобальта, с медью, свинцом и селеном.

Рассматривая возможные источники урана, вовлекаемого в процесс рудообразования такой модели, нужно иметь в виду прежде всего углеродисто-кремнистые сланцы формации Кулпин и вулканиты Эдит-Ривер и Пул-Пул, содержащие соответственно около 100 и 10—35 г/т урана. По представлениям некоторых австралийских исследователей [Образование месторождений урана, 1976; Ayres D., Eadington P., 1975], эти породы в процессе длительного выветривания потеряли до 60% содержавшегося в них урана.

Незначительная роль в балансе запасов урана Арнемлендской УРП принадлежит мелким низко-среднетемпературным месторождениям, парагенетически связанным с вулканитами Эдит-Ривер и локализованным в вулканических жерлах. Наличие подобного оруденения не позволяет отвергать возможность участия в рудообразовании ювенильных растворов.

Приведенные данные свидетельствуют о ведущей роли существенного гидрогенного (т. е. с участием метеорных вод) рудогенерирующего процесса, в значительной мере затушеванного последующими геологическими событиями.

Изложенное позволяет наметить главнейшие закономерности размещения и формирования УРП рассмотренного типа.

1. Тектоническая позиция подобных урановых и медно-урановых провинций определяется их приуроченностью к тафросинеклизам и миогеосинклинальным прогибам, выполненным СФК слабо метаморфизованных морских и континентальных отложений.

2. УРП располагаются в пределах ураноносных геохимических провинций, в возникновении которых важнейшую роль играли развитие биоса и резкие изменения химизма морских бассейнов, приведшие к формированию обогащенных ураном и углеродистым веществом терригенных отложений ураноносных геохимических формаций типа Кулпин и Рудной серии.

3. Ведущим типом УРМ являются эпигенетические метаморфогенно-водородные месторождения, тесно связанные с углеродистыми толщами, обогащенными ураном.

4. Ведущий процесс формирования УРМ в пределах провинций — мобилизация и перераспределение рассеянного в ураноносных геохимических формациях урана поверхностными (пластовыми, трещинными) водами, а также слабо нагретыми растворами, высвобождавшимися в ходе регионального метаморфизма низких ступеней, и последующее формирование урановых руд в благоприятных структурных обстановках.

5. Литологический состав рудовмещающих отложений УРП Катанга и Арнемленд весьма сходен и характеризуется широким развитием терригенных и карбонатных толщ, обогащенных органическим углеродом.

6. Региональный метаморфизм рудовмещающих отложений крайне незначителен.

7. УРМ в провинциях рассмотренного типа формируются в одну и ту же урановорудную эпоху — 700 ± 55 млн. лет. По-видимому, близок к этой эпохе и возраст рудовмещающих толщ — ураноносных геохимических формаций Северной Австралии и Южной Африки. Традиционно неоднозначная трактовка стратиграфической позиции формации Кулпин и группы Катанга, на наш взгляд, может быть объяснена двумя причинами: 1) недостаточной палеонтологической изученностью, 2) отсутствием надежных изотопно-геохронологических методов датирования осадочных пород начальных ступеней метаморфизма.

8. Металлогенический облик УРП Катанга и Арнемленд имеет ряд общих черт. Уран на месторождениях ассоциирует с медью, кобальтом, никелем, селеном, ванадием, иногда золотом.

9. В локализации рудных тел УРМ рассмотренных УРП ведущую роль играют стратиграфический, литологический и структурный факторы.

Урановорудный район Франсвиль

Приуроченность уранового оруденения во Франсвильском урановорудном районе к докембрийским осадочным породам, обогащенным остатками биоса и содержащим сингенетические концентрации урана, а также значительная роль последующих гиперген-

ных процессов в образовании урановых месторождений позволяют параллелизовать этот район (хотя в некоторой степени условно) с охарактеризованными выше урановорудными провинциями.

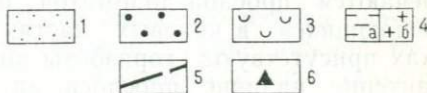
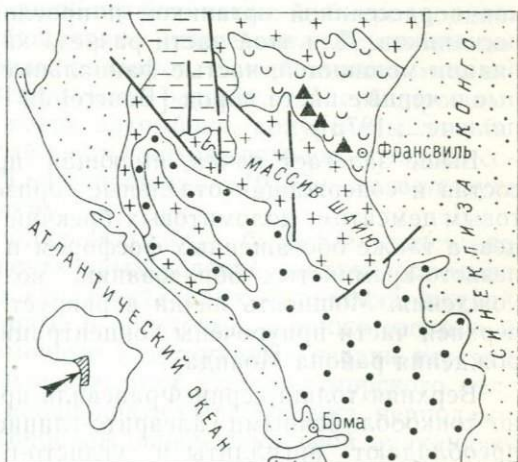
Этот район располагается на западе Экваториальной Африки, в Габонской Республике. Территориально он соответствует Франсвильскому интракратонному прогибу, или бассейну, развивавшемуся в раннем — среднем протерозое [Weber F., 1968] или в начале неопротозоя [Салоп Л. И., 1977] на окраине архейско-раннепротерозойского кратона Касаи [Clifford T., 1972]. Франсвильский бассейн (рис. 17) имеет площадь около 35 тыс. км², он выполнен ниже-среднепротерозойскими осадочными отложениями платформенного типа. В южной и северной частях его фундаментом служат архейские гранитоиды чарнокитового ряда — граниты, гранито-гнейсы, мигматиты, гнейсы массивов Шайю и Северо-Габонского. Их возраст, определенный рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами, составляет 2500—2600 млн. лет [Le Phenomene..., 1975].

В западной части осадочные породы залегают на раннепротерозойских протгеосинклинальных образованиях системы Огоуэ — кварцитах, сланцах, филлитах, гнейсах с возрастом 1900—2000 млн. лет [Салоп Л. И., 1977]. На востоке докембрийские структуры бассейна Франсвиль перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями чехла Африканской платформы, слагающими синеклизу Конго.

Радиогеохимические особенности раннедокембрийских образований фундамента в районе изучены недостаточно; по данным единичных определений [Weber F., 1968; Bourgel J., Pfiffelmann J., 1972; Le Phenomene..., 1975], содержание урана в гранитоидах массива Шайю в окрестностях месторождений Мунан и Ок-ло составляет 3,5—4 г/т.

Рис. 17. Положение Франсвильского урановорудного района в структурах Западной Африки (по данным Ж. Девиню и Ф. Вебера).

1 — чехол Африканской платформы — мезозойско-кайнозойские песчаники, сланцы, глины; 2 — многоэпиклиналный прогиб Западных конгоид — рифейско-венские песчаники, кварциты, граувакки; 3 — протоплатформенный бассейн Франсвиль — ранне-среднепротерозойские песчаники, сланцы, туфы, яшмовиды; 4 — кратон Касаи: а — раннепротерозойские гнейсы, сланцы, филлиты, кварциты (система Огоуэ), б — архейские и архейско-раннепротерозойские гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты (массив Шайю); 5 — тектонические нарушения; 6 — урановые месторождения.



Среди этих образований встречаются довольно многочисленные пегматитовые жилы, несущие урано-ториевую минерализацию. Протогеосинклинальные отложения содержат 1—3 г/т урана.

Слабо метаморфизованные породы, выполняющие Франсвильский бассейн и вмещающие все известные в районе урановые месторождения и проявления, объединяются Ф. Вебером в серию Франсвиль. Французские геологи относят ее к геосинклинальным (парагеосинклинальным) образованиям; Л. И. Салоп предлагает рассматривать серию Франсвиль в качестве стратотипа платформенных (либо субплатформенных) отложений нижнего неопроптозоа Африки. Возраст серии, определенный рубидий-стронциевым изохронным методом, составляет 1,7—1,8 млрд. лет, что соответствует рубежу раннего и среднего протерозоя, или раннему неопроптозоу [Le Phenomenе ..., 1975; Салоп Л. И., 1977].

В разрезе рудоносной серии Франсвиль выделяется несколько подразделений, соответствующих толщам и пачкам. Нижняя толща [Bourrel J., Pfiffelmann J., 1972] мощностью 50—500 м сложена терригенными, преимущественно песчано-глинистыми породами. В низах толщи залегает существенно красноцветная пачка, представленная базальными конгломератами с кварцевой галькой и аркозовым цементом, постепенно сменяющимися вверх по разрезу крупно- и среднезернистыми косослоистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с кремнистым, хлоритовым, серицитовым или доломитовым цементом; нередко они содержат значительное количество органического вещества.

Верхняя часть пачки, вмещающая все известные в районе урановые месторождения, сложена кварцевыми песчаниками с глинистым цементом, содержащими горизонты грубозернистых песчаников с рассеянной органикой и прослой мелкозернистых зеленых песчаников. Для этой части разреза характерны значительные вариации мощностей, частые фациальные переходы; доминируют серые и черные цвета пород [Bourrel J., Pfiffelmann J., 1972; Le Phenomenе..., 1975].

Выше залегает пачка, имеющая преимущественно глинистый состав и содержащая отдельные горизонты песчаников с доломитовым цементом, доломитовых брекчий, линзы яшм, углистых сланцев, а также обогащенных фосфором и марганцем полосчатых железисто-кремнистых образований, возможно хемогенного происхождения. Мощность пачки варьирует от 50—100 до 500 м; к ее верхней части приурочены концентрации марганцевых руд (месторождения района Моанда).

Верхняя толща серии Франсвиль представлена преимущественно тонкообломочными алевроито-глинистыми отложениями. Здесь преобладают аргиллиты и углисто-глинистые сланцы, в низах встречаются прослой доломитов и кварцитовидных песчаников, замещающихся в краевых частях бассейна конгломератами; в верхах присутствуют горизонты яшм. Для верхней части толщи характерно наличие прослоев витрокластических туфов кисло-

го, с повышенной щелочностью состава. Предполагается, что появление этих туфов связано с формированием сиенитовых интрузий комплекса Нгуту, известных к западу от Франсвильского района.

Общая мощность толщи достигает местами 1500 м. Особенно отложений серии Франсвиль, отличающей их от докембрийских ураноносных толщ УРП Катанги и Арнемленда, является лишь незначительно повышенный фон урана. Так, песчаники и глины нижней пачки нижней толщи, вмещающей все урановые месторождения Франсвильского района, содержат в среднем 2—2,2 г/т урана. В зеленых тонкообломочных породах содержания урана варьируют от 0,5 до 6, в конгломератах — от 2 до 3, в песчаниках — от 2,1 до 2,5 г/т. Вблизи рудных тел отмечается некоторое повышение содержаний урана. Горизонты тонкообломочных осадков, располагающиеся выше и ниже пластов с урановым оруденением в районе месторождений Мунана и Микулунгу, заметно обогащены ураном — до 10 г/т и более [Weber F., 1968]. Песчаники и глины вышележащей толщи содержат в среднем 2, углистые сланцы — 4,5—7, кислые туфы — 3—12 г/т урана. В яшмах этой толщи содержания урана отчетливо коррелируются с содержаниями фосфора, причем отношение U/P_2O_5 весьма постоянно и составляет 0,82.

Отложения серии Франсвиль в целом залегают субгоризонтально либо смяты в пологие складки, осложненные сбросами [Салоп Л. И., 1977]. Наиболее крутые углы падения отмечаются в прибортовых частях бассейна, где нормальные стратиграфические контакты осадочных пород и древнего цоколя нередко осложнены тектоникой. В районе преобладают северо-западные разрывные структуры; весьма важную роль играют также субмеридиональные, в меньшей степени субширотные нарушения. Вертикальные перемещения по этим системам разломов обуславливают мозаично-блоковое строение Франсвильского бассейна. К субширотным разрывам, подновленным в конце докембрия, приурочены довольно крупные протяженные дайки долеритов, возраст которых составляет 500—800 млн. лет [Le Phenotene..., 1975] и соответствует панафриканскому диастрофизму.

В истории развития Франсвильского бассейна отчетливо усматривается смена континентальных условий осадконакопления прибрежно-морскими. Среди континентальных отложений нижней толщи широко развиты русловые и дельтовые, а также озерные и болотные фации. Тонкообломочные и хемогенные осадки верхней толщи формировались преимущественно в условиях морского мелководья. Осадконакопление неоднократно прерывалось периодами кратковременной эрозии и сопровождалось локальной вулканической деятельностью.

Все урановорудные объекты Франсвильского района размещаются в нижней, существенно песчаниковой пачке нижней толщи серии Франсвиль. Горизонты, несущие урановую минерализацию, располагаются, как правило, непосредственно ниже контакта с

вышележащей пачкой (месторождения Мунана, Бойиндзи, Окло); лишь иногда они локализируются несколько глубже этого уровня (месторождения Микулунгу, Отобо). На этом основании все исследователи пришли к выводу о первостепенном значении стратиграфического фактора рудолокализации.

На большинстве месторождений (за исключением, пожалуй, Окло) в локализации оруденения отчетливо проявлена роль разломной тектоники. Практически все месторождения тяготеют к зонам круто- или пологопадающих нарушений. Так, месторождения Мунана и Бойиндзи приурочены к зонам разломов, развивающихся вдоль контакта кристаллического фундамента и пачки осадочных отложений. На месторождении Микулунгу урановое оруденение контролируется межпластовым срывом — «сбросом Микулунгу», разделяющим песчаники и глинистые породы. Месторождения группы Кайя-Кайя — Отобо связаны с системой сбросов Кьене, разграничивающих граниты горста Кайя-Кайя и осадочные отложения. Как правило, урановое оруденение располагается в главных зонах разломов, причем наиболее богатые руды локализируются непосредственно вблизи разломов, не удаляясь от них более чем на 20—30 м, хотя сами разломы не всегда несут урановую минерализацию. Тектонические нарушения в ряде случаев разделяют зоны с богатым и бедным оруденением и нередко ограничивают распространение оруденения по латерали. За пределами рудовмещающей пачки ни в зонах разломов, ни вблизи зон урановой минерализации не встречено.

Литологический контроль оруденения выражается в его предпочтительном развитии по пластам грубозернистых песчаников, обогащенных органическим веществом и содержащих незначительную примесь глинистого материала. В этих породах как в рудных телах, так и за их пределами обычно проявляется интенсивное окремнение. Нередко рудные тела со стороны висячего и (или) лежащего бока ограничены пропластками глины и мелкозернистых песчаников, окрашенных в зеленые тона.

Роль седиментогенных структур в локализации оруденения выяснена недостаточно. По мнению Ж. Жефруа [Le Phenomenes..., 1975], рудовмещающие песчаники представляют собой отложения фронтальных частей речных дельт. Кроме того, намечается тяготение некоторых месторождений (группа Бангомбе) к желобообразным структурам типа широких палеорусел.

Рудные тела на месторождениях района Франсвиль имеют пласто-, линзо-, чечевицеобразную форму и, как правило, располагаются согласно с напластованием вмещающих пород. Длина отдельных тел редко превышает первые сотни метров, мощность — десятки метров. Урановые руды представляют собой средне- или крупнозернистые песчаники существенно полевошпатового состава, окрашенные в темно-серые или черные цвета за счет рассеянного органического вещества. Урановые минералы на большинстве месторождений вне зоны окисления представлены ассоциацией колломорфного настурана и коффинита; в рудах Окло практически

постоянно отмечается уранинит, находящийся в переменных соотношениях с настураном. Окислы и силикаты урана вносят включения в полимеризованном органическом («асфальтитовом») материале либо в глинистом цементе песчаников. В неокисленных рудах встречаются небольшие количества сульфидов — пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, а также марказита и мельниковита; в виде мелких прожилков и отдельных кристаллов присутствуют кальцит и барит. Уран в рудах Окло обнаруживает отчетливую корреляцию со свинцом и кальцием.

Урановая минерализация зоны окисления весьма разнообразна: ванадаты (франсвиллит и вануралит) и фосфаты (ураноцирцит, отенит, торбернит, ренардит). Ванадаты уранила, как правило, тесно ассоциируют с другими ванадиевыми минералами — ванадинитом, шервеллитом, бракебушитом, кариеланитом, монтрозентом, роскоэлитом.

Возраст оруденения на месторождениях Франсвилльского урановорудного района оценивается на основании изотопного изучения руд в 1700—1900 млн. лет [Le Phenomene ..., 1975].

Геологические, геохронологические и минералогические данные, приводимые зарубежными исследователями, единодушно отвергающими возможность эндогенного происхождения оруденения, позволяют прийти к выводу о формировании руд в гипергенных условиях, многоэтапности этого процесса и крайне незначительной оторванности его во времени от накопления рудовмещающих отложений серии Франсвилль.

На первом этапе происходило сингенетическое обогащение ураном песчаников, содержащих значительное количество рассеянной органики и отлагавшихся в локальных, изолированных водоемах. Установлено, что по крайней мере часть урановых минералов сформировалась уже в стадию относительно раннего диагенеза этих осадков.

Второй этап — непосредственно после отложения всей серии Франсвилль — характеризовался, по мнению Ф. Вебера [Weber F., 1968], выщелачиванием урана грунтовыми водами из обогащенных им вышележащих пород (например, кислых туфов толщи) и, возможно, древних гранитов обрамления, усиленным просачиванием ураноносных вод вниз, по ослабленным зонам, существовавшим над разломами фундамента бассейна Франсвилль, и последующим отложением урановой минерализации в горизонтах легкопроницаемых песчаников, сильно обогащенных природными восстановителями.

Третьему этапу, видимо, соответствует локальное перераспределение урана и формирование наиболее богатых руд в зонах некоторых тектонических нарушений.

В последние годы урановые месторождения Франсвилльского района привлекают особое внимание. В уране, извлеченном из руд наиболее богатого рудного тела Окло (его размеры $30 \times 5 \times 2$ м, содержание урана 40%), в 1972 г. был обнаружен заметный дефицит ^{235}U — содержание этого изотопа понижено до 0,29% при исход-

ной современной концентрации 0,72%. Предполагается, что это явление вызвано цепной реакцией, самопроизвольно возникшей на последней стадии формирования руд и вызвавшей «выгорание» актиноурана и обогащение урановой руды продуктами деления, в том числе ^{136}Xe , ^{86}Kr , ^{154}Sm и др. Ядерным горючим служил раннедокембрийский уран, содержащий заметно более высокие количества ^{235}U , чем современный, в роли замедлителя могла выступать вода, в роли резонансного поглотителя — редкометалльные элементы. Природная цепная реакция началась 1700—1900 млн. лет назад и продолжалась около 0,5 млн. лет; выделение тепла приводило к повышению температуры «природного ядерного реактора» до 280°C [Le Phenomene ..., 1975; Шуколюков Ю. А., 1978].

УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Фанерозой по сравнению с докембрием характеризуется резким возрастанием тектонической активности, дальнейшим усилением дифференциации земной коры, обособлением древних платформ и формированием геосинклинально-складчатых структур [Страхов Н. М., 1962; Сеницын В. М., 1972]. Эти процессы привели к увеличению степени геохимической неоднородности земной коры. Наряду с механической и магматической дифференциацией вещества усиливается роль биогенного и некоторых других факторов в формировании ураноносных геохимических формаций. На всех континентах возникают обширные ураноносные биогеохимические провинции. Особенности тектонической эволюции развития земной коры в фанерозое обуславливают и большую неравномерность развития ее отдельных блоков. Глобальные металлогенические процессы, отвечающие, как правило, глобальным периодам ТМА, охватывают различные по строению структуры. Выделяются и региональные металлогенические эпохи, в том числе урановорудные: среднепалеозойская — в Центральной Азии, позднепалеозойская — во внеальпийской Европе и ряде других регионов.

Для фанерозойского этапа развития Земли характерно широкое проявление эндогенных рудообразующих процессов, кульминация которых в Центральной Азии падает на средний палеозой, в Центральной и Восточной Европе — на поздний палеозой, в районах, сопряженных с Тихоокеанским подвижным поясом, — на поздний мезозой. В фанерозойских геосинклинально-складчатых областях Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов ведущее металлогеническое значение приобретают структуры древней консолидации типа срединных массивов. Роль крупных глубинных разломов в формировании и размещении урановорудных месторождений в таких массивах становится ведущей [Ронов А. Б., 1964].

Процессы ТМА, охватившие огромные пространства по периферии мезозойско-кайнозойского Тихоокеанского подвижного пояса, в сочетании с другими факторами привели к возникновению УРП с гидротермальными УРМ в пределах активизированной части цита. В областях, граничащих с мезозойско-кайнозойскими орогенными поясами, в чехлах древних и молодых платформ сформи-

ровалась группа УРП с гидрогенными месторождениями (Аргентинская, Колорадско-Вайомингская).

Начиная с позднего мезозоя значение эндогенных рудообразующих процессов в металлогении урана падает и ведущими становятся гипергенные процессы.

УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ И ОБРАМЛЯЮЩИХ ИХ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ

УРП этой группы (Испанская Мезета, Центральнофранцузская и др.) размещаются в структурах Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов.

Металлогенический облик рассматриваемых УРП определяется двумя основными урановорудными формациями: а) в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания с весьма разнообразными минеральными типами, б) в ураноносных углеродисто-кремнистых породах. Формирование их происходило в средне- и позднемезозойскую и позднемезозойскую урановорудные эпохи, каждая из которых продолжалась несколько десятков миллионов лет. Геологическое строение и металлогения перечисленных УРП, а также характеристика находящихся в их пределах УРМ рассмотрены в многочисленных публикациях.

Урановорудные провинции внеальпийской Европы (Испанской Мезеты, Центральнофранцузская, Армориканская) располагаются в северной части континентального блока Европы, входящего в состав внеальпийской зоны Средиземноморского подвижного пояса (рис. 18). УРП приурочены к ряду срединных массивов и геантиклинальных поднятий, включающих различные по площади изометричные массивы Франко-Подолли [Штилле Г., 1964]. Срединные массивы (Армориканский, Центральный Французский, Чешский, Шварцвальд — Вогезы и др.) образуют цепь, в общем согласную с простираем складчатых структур палеозоя, но имеют тектонические границы с обрамляющими их геосинклинальными и нередко платформенными образованиями. Они ограничиваются, как правило, крупными разломами глубинного заложения и длительного развития и частично перекрываются отложениями платформенного чехла. В результате многократных глыбовых движений каждый из срединных массивов Франко-Подолли в современном структурном плане занимает резко дискордантное положение по отношению к субширотным складчатым структурам. Это особенно подчеркивается краевыми разломами диагонального и ортогонального направления.

В пределах западной и центральной частей Европейской эпипалеозойской платформы известны многочисленные, в том числе и крупные, месторождения урана различных урановорудных форма-

ций, формирование которых связано со своеобразными условиями, характерными для этапов ТМА [Щеглов А. Д., 1971].

Подавляющее количество месторождений сосредоточено в пределах срединных массивов и их ближайшем складчатом обрамлении. Здесь установлено несколько сотен месторождений урана, и только несколько десятков их размещается среди образований активизированного платформенного чехла. Такая исключительная приуроченность месторождений к выступам древнего фундамента позволяет выделять в пределах внеальпийской Европы металлогенический пояс, объединяющий три УРП. Эти провинции имеют самостоятельное значение и характеризуются месторождениями, сходными по геологической позиции, представленными группами разновозрастных УРФ, размещающихся в массивах Центральном Французском, Армориканском, Испанской Мезете.

Общее геотектоническое положение срединных массивов внеальпийской Европы. Рассматриваемая территория субконтинента Европы пространственно совпадает с областью фрагментарного развития разновозрастных складчатых структур, сложное сочетание которых завершается развитием позднепалеозойских складчатых сооружений, входящих в состав внеальпийской части Европейской платформы [Яншин А. Л., 1960; Гвалчрелидзе Г. А., 1972]. Эти структуры в позднем палеозое — раннем мезозое и позднем мезозое — кайнозое были охвачены процессами ТМА.

Рис. 18. Схема размещения срединных массивов в западной части Средиземноморского подвижного пояса (по данным М. В. Муратова, с изменениями и дополнениями).

1 — Восточно-Европейская и Африканская древние платформы; 2—4 — Средиземноморский подвижный пояс: 2 — байкальское складчатое основание с блоками более древней консолидации, 3 — герцинские геосинклинально-складчатые структуры, 4 — альпийские геосинклинально-складчатые структуры; 5 — срединные массивы (цифры в кружках): 1 — Испанская Мезета, 2 — Армориканский, 3 — Центральный Французский, 4 — Арденнский, 5 — Чешский, 6 — Родопский, 7 — Мендересский.



Внеальпийская область Средиземноморского подвижного пояса, охватывающая Западную и Центральную Европу, на основании особенностей геологического строения выделяется в самостоятельную часть северной половины континентального блока Европы [Штилле Г., 1964]. Эта область представлена образованиями эпипалеозойской платформы, протягивающейся из районов Центральной Европы в пределы Франции, Испании и Португалии. Чехольная часть молодой платформы сложена формациями поздней перми — неогена, а фундамент — сложным сочетанием фрагментов разновозрастной консолидации [Руттен М. Г., 1972].

Северная граница эпипалеозойской платформы совпадает с разломами планетарного Балтийско-Подольского линеамента, отделяющего ее от Восточно-Европейской, или Русской, докембрийской платформы [Штилле Г., 1964]. Западное продолжение этой границы не имеет отчетливого структурного выражения, так как каледонские структуры Уэльс-Брабантского массива, относящиеся к сооружениям Атлантического складчатого пояса каледонид, подверглись частичной позднепалеозойской переработке (регенерации) и перекрыты образованиями орогенных формаций краевых прогибов поздних палеозойских эпох.

Южная граница территории внеальпийской Европы достаточно прямолинейна и трассируется серией молодых планетарных краевых разломов, проходящих по периферии Альпийского складчатого пояса. Она совпадает с северным краевым прогибом Балтийско-Альпийско-Карпатской ветви альпид, наложенный характер которых устанавливается по выступам древнего фундамента в Пиренейском и Альпийско-Карпатском секторах. На западе эти структуры торцово сочленяются с каледонскими сооружениями Атлантического пояса.

Внутреннее строение области эпипалеозойской платформы, не захваченной альпийской регенерацией, довольно сложно. Изолированные изометрические выступы протерозойских образований занимают осевое положение в структурах палеозойской Европы и рассматриваются в качестве стабильных блоков — поднятий докембрийской консолидации или срединных массивов Франко-Подолья [Штилле Г., 1964]. Эти внутренние, или срединные, массивы характеризуются проявлением байкальской (ассинтской), в ядерных частях — карельской (молданубской) складчатости, а фрагментарно развивающиеся на них слабо метаморфизованные позднепротерозойско-раннепалеозойские формации представлены красноватными молассами с вулканитами среднего и кислого состава и перекрываются терригенными и терригенно-карбонатными толщами, несущими черты платформенных образований (тиллиты Армориканского массива, лидиты Чешского).

Цепочное размещение срединных массивов Франко-Подолья, закономерно вытянутых в субсогласном с простиранием варисцид направлении вдоль южной краевой части Европейской платформы, позволило Ф. Космату [Kossmat F., 1926], а затем С. Бубнову [1935] и Г. Штилле [1964] считать их характерной особенностью

Молданубской зоны. В состав их включаются Армориканский, Центральный Французский, Чешский и другие более мелкие массивы вплоть до массива Совьих гор.

Эти массивы имеют много общих черт геологического строения. Ядерные части их сложены архейско(?)-протерозойскими терригенно-карбонатными и терригенно-вулканогенными образованиями и перекрываются верхнепротерозойскими терригенными формациями, иногда переслаивающимися со спилитами. Эти образования глубоко метаморфизованы и дислоцированы в субширотные структуры, разбиты древними разломами ортогональной системы и прорваны байкальскими интрузиями габброидной и плагногранитной формаций.

В ядерных частях срединных массивов интенсивно проявились процессы ультраметаморфизма и гранитизации. Массивы имеют прямолинейные границы с облекающими их палеозойскими складчатыми структурами или более молодыми платформенными образованиями. В современном структурном плане эти массивы в результате неоднократных глыбовых движений занимают резко дискордантное положение по отношению к широтным варисским структурам. Они ограничены краевыми межблоковыми или планетарными разломными зонами ортогонального или диагонального направления, имеющими длительное развитие и глубокое заложение [Мёбус Г., 1966].

После периода байкальской консолидации и поднятия значительные блоки срединных массивов испытали погружение, и в их пределах длительное время сохранялся морской режим, происходило накопление мощных миогеосинклинальных толщ (палеозой Баррандиены), в том числе обогащенных ураном углеродистокремнистых отложений.

Молданубская зона в целом длительное время была областью внутреннего геантиклинального поднятия, характеризовалась высоким стоянием континентальной коры и контрастно развивалась на фоне обрамляющих ее геосинклинальных зон. В палеозойском структурном плане линейно вытянутые в субширотном направлении эв- и миогеосинклинальные прогибы (Саксо-Тюрингская и Рено-Герцинская зоны) облекали и разделяли массивы Франко-Подолы [Штилле Г., 1964].

Развитые в прогибах терригенно-вулканогенные формации ордовика — раннего карбона дислоцированы в складки северо-восточного и субширотного направлений и, погружаясь под отложения Парижской и других впадин, прослеживаются далее в структурах Армориканского массива и Корнуолла, образуя дуги, обращенные выпуклостью к югу [Руттен М. Г., 1972].

Позднепалеозойская переработка срединных массивов выразилась в энергичном дроблении, проявлении процессов метаморфизма и внедрении огромных масс синорогенных и посторогенных гранитоидов [Штилле Г., 1964]. Отчетливо унаследованный план раннеорогенных структур, представленных системами и цепочками узких линейно вытянутых межгорных впадин и краевых прогибов,

развивающихся на складчатом палеозойском основании, после непродолжительного периода пенепленизации сменяется структурным планом наложенных впадин, выполненных терригенно-вулканогенными красноцветами ранней перми.

Размещение краевых и внутренних впадин, выполненных континентально-терригенными, угленосными молассами и вулканогенными формациями кислого и среднего состава, контролируется структурами поперечного к позднепалеозойской складчатости направления. Образования переходного комплекса ($C_2 - P_2$) дислоцированы в структуры различного простирания и осложнены приразломной складчатостью, связанной с периодом глыбовых движений фундамента. В пределах приподнятых блоков срединных массивов в это время формируются линейные системы куполообразных структур, сопровождающихся тектоническими нарушениями меридионального и северо-западного направления [Руттен М. Г., 1972]. Вдоль систем этих разломов, рассматриваемых на срединных массивах как структуры активизации [Щеглов А. Д., 1968, 1970], в позднем палеозое (ранняя пермь) происходило становление гипабиссальных интрузий калиевых гранитов. Они тесно связаны с субсеквентными вулканитами [Штилле, 1961 г., 1964], с которыми образуют вулcano-плутонические комплексы активизационного этапа.

Особенности формирования и развития различных структурно-тектонических зон Западной и Центральной Европы в палеозойскую эпоху определили, в конечном счете, основные черты ее тектонической зональности, а характер метаморфизма слагающих их образований, степень насыщенности, состав и геохимические особенности позднепалеозойского магматизма обусловили металлогеническую специализацию этих зон и специфику связанных с ними разнообразных эндогенных месторождений редких и цветных металлов [Шнейдерхён Г., 1958; Лаффит П., 1969].

Основные черты глубинного строения областей срединных массивов*. Земная кора в пределах срединных массивов имеет трехслойное глубинное строение: осадочно-метаморфический чехол, гранитный и базальтовый слой. Под осадочным чехлом установлено региональное распространение гранитоидов. Выделены опущенные блоки с наиболее мощной корой (до 42 км в Шумавском лесу), сложенной в верхних частях, согласно геологическим представлениям, образованиями архея — раннего протерозоя и позднего протерозоя — палеозоя, суммарной мощностью 5—10 км. Приподнятые блоки с сокращенной мощностью коры (32—38 км, Рудные горы, область Среднечешского плутона) характеризуются выходами гранитоидов на поверхность. Мощность гранитного слоя колеблется в пределах 10—18, базальтового — 10—15 км. Поверхность раздела их устойчиво выдерживается на глубинах 20—22 км.

* По материалам, полученным в результате глубинного сейсмического зондирования Чешского срединного массива.

Земная кора рассечена системами разнонаправленных межблоковых разломов, глубоко проникающих в мантию. Основные системы глубинных разломов, пересекающие гранитный слой, ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях. Отчетливо выражена система центральных (Нейдек-Криммичауский, Среднечешские и др.) и краевых разломов (Рудногорские, Моравские и др.), представленных серией субпараллельных сближенных разрывных нарушений, амплитуда перемещений по которым достигает 1—3 км.

Общая рудоносность и позиция уранового оруденения. Основные рудные богатства внеальпийской Европы связываются с периодами ТМА [Щеглов А. Д., 1968, 1970]. С эпохой позднепалеозойской активизации (радиологический возраст 340—320 и 300—250 млн. лет), наиболее отчетливо проявившейся в пределах Молданубской и Сакско-Тюрингской зон, и сопровождающим гранитоидным магматизмом пространственно и генетически связаны многочисленные месторождения олова, вольфрама, молибдена, висмута, кобальта и никеля, а также урана [Шнейдерхён Г., 1958]. В размещении урановых месторождений, связанных с позднепалеозойской ТМА, устанавливаются закономерности, свидетельствующие о проявлении процессов металлогенической зональности. Подавляющая часть урановых месторождений этого времени связана с образованиями фундамента и приурочена к жестким массивам Молданубской и Сакско-Тюрингской зон; в Рено-Герцинской зоне месторождения урана незначительны (северная часть Армориканского массива, Корнуолл), в пределах Субварисской зоны они вообще не известны.

Гидротермальное жильное урановое оруденение в пределах срединных массивов часто телескопировано с более ранним редкометальным, полиметаллическим или медным оруденением. В латеральном ряду позднепалеозойских рудных формаций срединных массивов внеальпийской Европы и их палеозойского складчатого обрамления выделяются две основные группы: а) пневматолитово-гидротермальных скарново-грейзеновых и б) гидротермальных средне-низкотемпературных. К первым относятся рудные формации оловянных, вольфрамовых и молибденовых месторождений, генетически связанных с позднепалеозойскими гранитами. Группа средне-низкотемпературных рудных формаций представлена ранними сульфидно-полиметаллическими кварц-карбонатными жилами и метасоматическими залежами полиметаллических руд, наложенных на оруденение скарновой формации. К более поздним средне-низкотемпературным относятся формации никель-кобальт-мышьякового (иногда с ураном) оруденения, кварц-карбонат- (иногда хлорит-флюорит-)настуранового и позднего сульфидно-полиметаллического (с регенерированным настураном) оруденения в карбонатных жилах. Наиболее молодые — раннемезозойские — средне-низкотемпературные образования (сульфидно-полиметаллическая формация) также размещаются в зонах позднепалеозойской активизации.

Завершается рудный процесс молодыми низкотемпературными позднеальпийскими образованиями, представленными барит-флюоритовыми (с регенерированным настураном), сурьмяно-ртутными и кварц-карбонат-гематитовыми жилами, наиболее агрессивными, нередко широко развивающимися по ураноносным зонам и разубоживающим богатое урановое оруденение благодаря процессам внутрижильного кварц-карбонатного метасоматоза. Эти гидротермальные образования размещаются в пределах зон активизации, рассекающих породы как фундамента, так и платформенного чехла. Урановое оруденение в них развито спорадически и связано с процессами регенерации или мобилизации урана из более ранних ураноносных зон (Фрайберг) или вмещающих пород (Маннсфельд) [Шнейдерхён Г., 1958; Löttsch F., 1968].

В УРП срединных массивов Европы к геохимически специализированным на уран могут быть отнесены формация углеродисто-кремнистых сланцев ордовика — силура и формация позднепалеозойских калиевых гранитов. Для урановых месторождений, ассоциированных с перечисленными устойчиво ураноносными формациями, характерны приуроченность ураноносных минерализованных зон к областям многократной тектоно-магматической и тектонической активизации, тяготение оруденения к тектонически ослабленным зонам, глубоко проникающим в фундамент. Перемещение урана в зонах активизации получило широкий вертикальный размах среди образований гранито-гнейсового состава [Gangloif A., 1970], гораздо меньше это проявилось в среде геосинклинальной углеродисто-кремнистой формации (интервал локализации оруденения более 0,5 км) и еще меньше — в молодых образованиях платформенного чехла (0,2 км).

На большинство месторождений урана устанавливается преемственность элементарного состава вмещающих пород и руд. В размещении урановых месторождений провинций срединных массивов находят отражение некоторые упомянутые выше особенности глубинного строения последних. Так, основным региональным критерием, независимо от формационной принадлежности, является приуроченность всех месторождений урана к наиболее глубоким зонам орогенеза — к наиболее приподнятым блокам земной коры, имеющим более мощный гранитный слой, чем сопредельные блоки. Месторождения локализуются в краевых частях блоков, вблизи краевых или межблоковых разломов. В противоположность им опущенные блоки с более мощным (свыше 5 км) осадочно-метаморфическим чехлом или преимущественным распространением на глубине пород основного состава неблагоприятны для развития эндогенного уранового оруденения.

Мощность осадочно-метаморфического чехла в районах широкого развития УРМ, как правило, не превышает 2—5 км. Месторождения приурочены к участкам кровли гранитов с осложненной морфологией.

Анализ закономерностей размещения урановых месторождений в пределах срединных массивов Европы позволяет выделить две

ведущие урановорудные формации: а) позднепалеозойскую — в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания (гидротермальную); б) раннемезозойскую — в ураноносных углеродисто-кремнистых породах. К первой относятся многочисленные хорошо изученные месторождения жильных, штокверковых и прожилково-вкрапленных руд, приуроченных к зонам дробления в связи с ураноносной позднепалеозойской гранит-липаритовой формацией. Они размещаются в активизированных блоках срединных массивов и палеозойского обрамления. Ко второй УРФ относятся месторождения, ассоциированные с зонами тектонических нарушений, развивающихся среди геосинклинальных образований ордовика — силура Испанской Мезеты (Саламанка, Деспеньяперрос). Последние размещаются только в области складчатого обрамления [Agribas A., 1962; Geffroy J., Sarcia J., 1971, и др.].

Урановорудная провинция Центрального Французского массива

Центральный Французский срединный массив площадью 120 тыс. км², являющийся звеном в цепи массивов Франко-Подольи, имеет изометрические очертания, несколько вытянут в меридиональном направлении, а в геологическом строении сходен с массивами Испанской Мезеты, Армориканским и Верхнерейнским.

Как и все массивы Франко-Подольи, Центральный Французский срединный массив характеризуется зональным строением [Руттен М. Г., 1972]. Южная часть его расположена в Молданубской эвгеосинклинальной зоне, где широко развиты протерозойские (бриоверские) зеленокаменно-измененные эффузивы основного состава, прорванные крупными батолитами гранитов. Для северной и центральной частей массива, расположенных в Сакско-Тюрингской зоне, характерно развитие терригенных формаций протерозоя — раннего палеозоя и перекрывающих их терригенно-вулканогенных образований девона — раннего карбона, прорванных более мелкими интрузиями гранитов [Gangloff A., 1970].

В ранние стадии варисского орогенеза в пределах срединного массива были заложены системы разрывов широтного, северо-западного и субмеридионального простирания и обновлены древние допалеозойские разломы. Системы герцинских разломов определили размещение крупных массивов калиевых гранитов позднепалеозойского возраста. Если в областях варисской складчатости эти массивы относятся к геосинклинальным структурно-формационным комплексам (формация гранитных батолитов), то в пределах древнего «ядра» или собственно срединного массива они могут рассматриваться как проявления позднепалеозойской активизации [Щеглов А. Д., 1971; Твалчрелидзе Г. А., 1972]. В особую группу молодых интрузий выделяются так называемые гранулиты

вые граниты и гранулиты* предположительно пермо-триасового возраста.

Месторождения урана Центральнофранцузской УРП являются наиболее характерными представителями УРФ зон щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания, связанной с зонами дробления фундамента, возникшими в ходе позднепалеозойской ТМА срединных массивов [Щеглов А. Д., 1968, 1971].

Месторождения урана сконцентрированы в центральной и северной частях массива и приурочены к молодым горстам, ограниченными системами субмеридиональным разломов. Здесь известно несколько урановорудных районов (Морван, Форез, Лимузен) с многочисленными месторождениями, находящимися в сходной геологической обстановке [Gangloff A., 1970; Geffroy J., 1964, и др.]. К ним относятся Сен-Симфорьен де Мормань, Грюри (Бросс), Бозо, Уи Жак, Ла-Фань и др. (Морман), Ла-Крузиль, Ла-Сань, Фанэ, Марньяк, Бордери, Брюжо, Вильяр и др. (Лимузен) и Буа-Нуар (Лашо), Сен-Приест и др. (Форез).

Подавляющее большинство месторождений урана размещается в гранитных массивах, меньшая часть — в экзоконтактовой зоне (Форез), и только некоторые из них находятся на удалении от гранитов.

Вмещающие породы в экзоконтактовой зоне гранитов интенсивно ороговикованы. Сами массивы представлены гипабиссальными интрузиями сложного состава. Многофазные интрузивы сложены порфиридовидными биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми лейкократовыми гранитами, в краевых частях сменяющимися мелкозернистыми фациями. Граниты массивов Амбазак, Лимузен, Форез, Люзи, Морван, Маржерид обогащены кремнеземом и калием и характеризуются высокими содержаниями олова, летучих (фтор, бор, фосфор, хлор), редких щелочей и урана (от 0,0015 до 0,0022 г/т), представленного выделениями уранинита и настурана (до 70% всего урана в породах). Некоторое количество урана связано в биотите, акцессорных минералах (уранотрит, монацит, торит и др.). Граниты сопровождаются полями пегматитов, аплитов, микрогранитов, фельзитов и дайками диабазов, лампрофиров, кersантитов, минетт. Дайковые серии имеют северо-восточное и северо-западное простирание [Piergo V., 1973]. Граниты интенсивно грейзенизированы (топаз-турмалин-флюоритовые грейзены), альбитизированы, окварцованы. Часто встречаются зоны мусковитизации и каолинизации, а также линейно вытянутые в меридиональном и северо-восточном направлении тела «сиенитов» (месторождения Марньяк и др.), которым одни исследователи приписывают магматическое происхождение [Piergo V., 1973], а другие считают их образование результатом процессов щелочного метасоматоза [Sarcia J., 1960]. Подавляющее большинство урановых месторождений (16 из 18) приурочено к биотитовым гранитам.

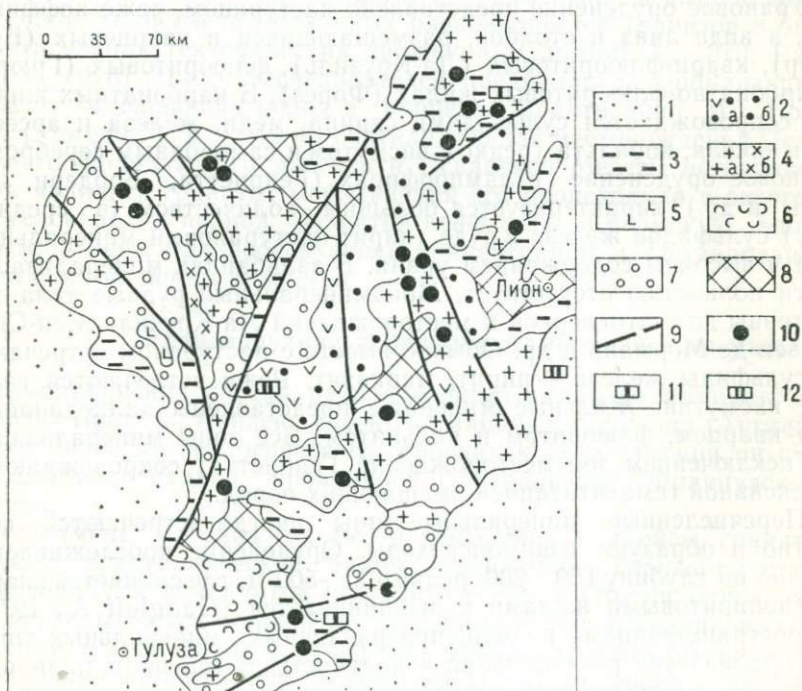
* Гранулитами французские геологи называют двуслюдяные биотит-мусковитовые граниты, а гранулитовыми гранитами — мусковит-биотитовые граниты (устаревш.).

Со слабо эродированными интрузиями связаны размещающиеся в гранитах и по их периферии месторождения олова, вольфрама, бериллия и золота. В центральных частях более эродированных массивов гранитов (чем больше диаметр массива, тем сильнее эродированность) размещается полиметаллическое и сурьмяно-висмутовое оруденение, иногда пространственно совмещенное с урановым. Возраст гранитов устанавливается по прорыванию ими образований перми (район Грюри [Gangloff A., 1970]).

Все урановые месторождения Центрального Французского массива приурочены к крупным региональным зонам разломов северо-западного направления, прослеживающимся на десятки и сотни

Рис. 19. Размещение урановых месторождений в Центральном Французском массиве.

1 — отложения платформенного чехла; 2 — образования этапа эпиплатформенной активизации: а — наземно-вулканогенные, б — угленосные терригенные отложения; 3 — отложения постинверсионной стадии — вулканогенно-терригенная моласса пермо-карбона с угленосными бассейнами; 4 — позднепалеозойские активизационные граниты (а), «эписиениты» (б); 5 — раннепалеозойские массивы пород основного состава; 6 — раннепалеозойские отложения геосинклинальной и инверсионной стадий развития — терригенные, вулканогенные, карбонатные; 7 — позднепротерозойские — раннепалеозойские терригенно-карбонатные образования; 8 — позднепротерозойские вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные отложения; 9 — главные разрывные нарушения (линеаменты); 10 — месторождения урана в зонах дробления среди позднепалеозойских гранитоидов; 11 — месторождения урана среди позднепалеозойских угленосных терригенно-вулканогенных отложений; 12 — месторождения урана в угленосных терригенно-вулканогенных отложениях позднего кайнозоя.



километров вкост складчатых структур (рис. 19). Рудные районы, размещающиеся в пределах горстов и молодых поднятий, представлены группами сближенных месторождений, контролируемых этими разломными зонами. Месторождения размещаются вблизи региональных разломов, в зонах смятия, трещиноватости, брекчирования и милонитизации и вытянуты вдоль крупных нарушений на 10—15 км (месторождение Буа-Нуар).

Рудные тела локализуются в системах кулисообразных или одиночных жил, а также в зонах брекчирования или трещиноватости, где нередко имеют штокверковый характер (мощность штокверков — до 25 м). В зонах смятия развивается прожилково-крапленое оруденение. В случае наложения рудовмещающих жильных систем на дайки основного состава (Бардери, Ла-Сань, Ла-Крузиль — Генриетта и др.) рудные столбы размещаются вдоль их пересечений.

Для месторождений Центрального Французского массива характерны небольшие размеры рудных тел (первые сотни квадратных метров) с богатыми контрастными рудами. Мощность рудных жил 0,8—2 (Лимузен), иногда 3—4 м (Форез, Морван).

Наряду с мономинеральным настурановым оруденением здесь выделяются: кварц-настурановое (чернево-настурановый), флюорит-настурановое (флюорит-барит-настурановый), кварц-карбонат-настурановое и малосульфидно-(арсенидно-)настурановое.

Урановое оруденение представлено настураном, реже коффинитом, в виде линз и столбов, размещающихся в кварцевых (Буа-Нуар), кварц-флюоритовых (Ла-Крузиль), флюоритовых (Грюри) и карбонатно-флюоритовых жилах (Форез). В карбонатных жилах оно сопровождается сульфидами свинца, меди, железа и арсенидами никеля, кобальта (редко с висмутом и самородным серебром). Урановое оруденение в лампрофирах (Генриетта, Бордери, Ла-Сань и др.) характеризуется большим количеством (в среднем 50%) сульфидов железа в руде (пирит-настурановый минеральный тип) и высоким содержанием урана. В зальбандах минерализация почти полностью отсутствует. Мономинеральные рудные тела характерны для штокверков и месторождений Ла-Крузиль, Сен-Симфорьен де Мормань и др. Обычно вместе с настураном встречаются сульфиды железа — пирит, марказит. Реже встречаются галенит, висмутин. Жильные минералы представлены халцедоновидным кварцем, флюоритом и кальцитом. Все зоны минерализации (за исключением зон месторождений Генриетта) сопровождаются интенсивной гематитизацией вмещающих пород.

Перечисленные минеральные типы иногда встречаются совместно и образуют взаимопереходы. Оруденение прослеживается обычно на глубину 150—200, редко 400—500 м, где сменяется кварц-арсенидопиритовыми жилами и выклинивается [Gangloff A., 1970]. В пространственном размещении различных минеральных типов устанавливается региональная зональность. В северном направлении кварц-настурановое оруденение сменяется настуран-карбо-

натным (с небольшим количеством сульфидов и арсенидов), уступающим в свою очередь место настуран-флюоритовому.

Для всех месторождений Центрального Французского массива характерно кварц-хлорит-серицит-карбонатное изменение вмещающих пород, аналогичное процессу березитизации. Менее проявлены процессы калий-натрий-фторового изменения («эписиениты» Лимузена).

Урановорудные жилы прорывают граниты, метаморфизирующие угленосные и вулканогенные образования позднего карбона — перми (Грюри) и перекрывающиеся отложениями поздней перми (Морван). На основании этих данных возраст урановорудного процесса считается позднепалеозойским. Радиологические определения возраста гранитов, вмещающих оруденение, группируются в пределах 340—300 и 280—250 млн. лет (по ураниниту), в то время как наличие 3—4 генераций настуранов свидетельствует о многократном его переотложении, происходящем в диапазонах 280, 265, 240, 225 млн. лет [Gangloff A., 1970]. На месторождении Брюжо установлены генерации настурана с возрастом 210—200 и 20—15 млн. лет.

О происхождении месторождений Центрального Французского массива существуют различные представления. Наиболее распространенным является мнение о формировании в связи с высокорadioактивными гранитоидами. Рудные скопления образуются в результате метасоматического эндогенного изменения и выщелачивания урана из грейзенизированных разновидностей гранитов в эпоху активизации тектонических движений [Gangloff A., 1970; Ranchin G., 1970]. Часть исследователей предполагала мобилизацию урана из вмещающих пород в процессе гранитизации. М. Моро и др. [Moreau M. a. o., 1966] считали, что для месторождений Центрального Французского массива и Испанской Мезеты источником урана являлись граниты; мобилизация его происходила в экзогенных условиях, в период развития пенеплена в пермскую эпоху (225 млн. лет), при последующей концентрации и формировании рудных тел по зонам разломов.

Урановорудная провинция Армориканского массива

Армориканский массив, расположенный на западе Франции, охватывает Бретань, Вандею, часть Нормандии и Корнуолл (Англия). По особенностям геологического строения и металлогении он сходен с урановорудной провинцией Центрального Французского массива.

Фундамент массива слагают докембрийские гнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы, содержащие горизонты метаморфизованных вулканитов основного состава (толщи бриовера). Они перекрываются толщей метаморфизованных песчаников, конгломератов и филлитов с прослоями углисто-хлоритовых сланцев. Глубокий метаморфизм докембрийских (бриоверских) образований достигает стадии силлиманит-гранатовых сланцев. С резким

угловым несогласием на породах кристаллического основания залегают геосинклинальные кембро-силурийские отложения, представленные конгломератами, песчаниками, черными углистыми и кремнистыми сланцами с прослоями граптолитовых сланцев и битуминозных известняков. Девонские терригенные отложения вверх по разрезу сменяются мощными песчано-сланцевыми толщами кульма. Породы среднего и позднего палеозоя развиты на сравнительно небольшой площади преимущественно в северной части массива. В пределах массива широко распространены образования гранитной формации, приуроченные к антиклинальным структурам, осложненным многочисленными разломами древнего заложения и активизированным в позднем палеозое.

Наиболее крупные интрузии гранитоидов образовались в докембрийское и варисское время. В период варисского орогенеза, в конце карбона, сформировались разнообразные по составу интрузии гранитов и гранулитов. Пространственное размещение интрузий судетской фазы определяется куполовидными поднятиями фундамента, сложенного в основном докембрийскими метаморфическими толщами. Многофазные интрузии имеют сложный состав от диоритов до порфиоровидных гранитов. Формирование их завершается внедрением биотитовых и двуслюдяных высокорadioактивных гранитов. С этими гипабиссальными интрузиями связаны поля развития пегматитов, аплитов, а также внедрение даек основного состава (габбро, диабазы, порфириты).

Возраст самых молодых лейкократовых гранитов и гранит-порфиоров, вероятно, пермо-триасовый. Радиологический возраст гранитоидов Вандей, по данным А. Ганглова [Gangloff A., 1970], 300—250 млн. лет. С варисскими гранитоидами, так же как и в Центральном Французском массиве, в районах Нормандии, Бретани и Вандей ассоциируют сурьмяные, полиметаллические, оловянно-вольфрамовые и урановые месторождения.

Месторождения урана размещаются вдоль позднепалеозойских сложнопостроенных зон региональных разломов северо-западного, меридионального или северо-восточного направления и приурочены к местам их пересечения с более древними, обычно активизированными, разломами, контролирующими образования липарит-гранитовой формации (рис. 20). Обычно они связаны с неглубоко эродированными массивами наиболее поздних двуслюдяных, биотитовых или мусковитовых гранитов, существенно калиевых, сопровождающихся мощными дайковыми поясами. Граниты имеют порфиоровидную структуру и подвергнуты интенсивной площадной грейзенизации.

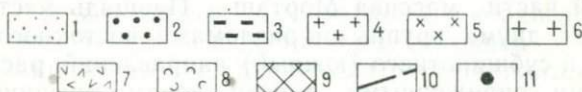
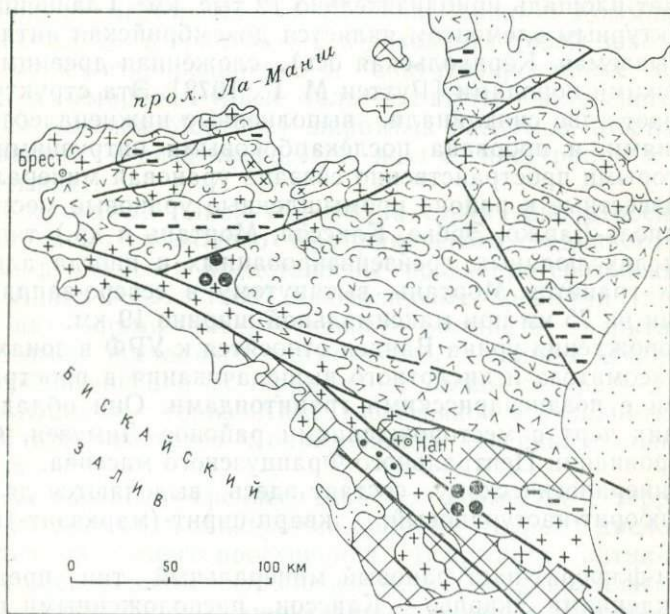
Значительно реже месторождения урана размещаются в гнейсовых и сланцевых толщах докембрия и кембро-силура, в области ближайшего экзоконтакта гранитов (Вандей). По данным французских геологов, мощность ореола приконтактового воздействия гранитоидов не превышает 200 м. В Корнуолле ореол зеленокаменного изменения терригенных отложений девона — карбона достигает 1,0—1,5 км по нормали к кровле гранитов. Оруденение

размещается только в пределах области приконтактных изменений и в гранитоиды на подобных месторождениях, как правило, не прослеживается.

Для всех месторождений урана Армориканского массива и Корнуолла характерна решающая роль структурного фактора рудоконтроля. Оруденение размещается в сопровождающих региональные разломы зонах тектонических нарушений, протягивающихся на 30 км и имеющих мощность до 200 м. Они пересекают граниты, дайки основных пород, приконтактно измененные породы типа роговиков, скарнов и амфиболитов [Лаффит П., 1969; Рубо М., 1956; Ленобль А., Ганглов А., 1959 и др.]. Большинство урановых месторождений Армориканского срединного массива

Рис. 20. Размещение урановых месторождений в Армориканском массиве.

1 — отложения платформенного чехла; 2 — образования эпиплатформенной активизации — угленосные терригенные отложения кайнозоя; 3 — отложения постинверсионной стадии развития — вулканогенно-терригенная моласса пермо-карбона с угленосными отложениями и угленосными бассейнами; 4 — позднепалеозойские активизационные двуслюдяные граниты; 5 — палеозойские интрузии основных пород; 6 — позднепротерозойские — раннепалеозойские гранитоиды; 7 — раннепалеозойские — среднепалеозойские отложения геосинклинальной и инверсионной стадии развития — терригенные, вулканогенные, карбонатные; 8 — позднепротерозойские — раннепалеозойские терригенно-карбонатные отложения; 9 — протерозойские образования (метаморфические сланцы, гнейсы, мраморы); 10 — главные разрывные нарушения; 11 — месторождения урана в зонах дробления среди позднепалеозойских гранитов и вмещающих сланцев.



представлено одиночными жилами, редко переходящими в штокверки и метасоматические залежи. Минеральный состав оруденения сравнительно беден. Небольшие по размерам урановорудные тела несут богатое контрастное оруденение, прослеживающееся до глубины 150—200 м без признаков вертикальной или горизонтальной зональности.

Более раннее редкометальное оруденение, характерное в целом для провинции, размещается, как и урановое, в гранитных массивах, в тех же структурах. В размещении его устанавливается также тенденция совмещения урана с сурьмяно-полиметаллическим (Бретань) или медным (Корнуолл) оруденением, локализующимся в экзоконтактовых зонах гранитов.

Средне- и низкотемпературное урановое оруденение, представленное несколькими минеральными типами, размещается в пределах ореолов прерудного серицит-(хлорит-)пирит-(гематит-)кварц-карбонатного изменения пород, относимого к типу березитизации [Geffroy J., Sarcia J., 1971, и др.].

В пределах урановорудной провинции Армориканского срединного массива и его северо-западного окончания (Корнуолла) установлены два урановорудных района: Вандея, расположенная в южной части собственно Армориканского массива, и Корнуолл.

Урановорудный район Вандеи расположен внутри юго-западной дуги Армориканского массива, в осевой части антиклинория, и занимает площадь приблизительно 12 тыс. км². Главнейшим геологоструктурным элементом является докембрийская антиклиналь (так называемая Корнуольская ось), сложенная древними метаморфическими породами [Руттен М. Г., 1972]. Эта структура разграничивает две синклинали, выполненные нижнепалеозойскими отложениями, и прорвана послекарбонowymi интрузиями гранитов, с которыми пространственно связана урановая минерализация.

Все известные в районе промышленные урановые месторождения (Шапель-Ларжо, Эрбье, Клиссон, Мортань и др.) тяготеют к батолиту двуслюдяных, грейзенизированных и иногда альбитизированных гранитов Мортань, вытянутому в северо-западном направлении на 75 км при максимальной ширине 19 км.

Месторождения урана Вандеи относятся к УРФ в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания в пространственной связи с поздневарисскими гранитоидами. Они обладают рядом общих черт с месторождениями районов Лимузен, Форез и Грюри провинции Центрального Французского массива.

По минералогическому составу здесь выделяются два типа: кварц-флюорит-настурановый; кварц-пирит-(марказит-)настурановый.

Кварц-флюорит-настурановый минеральный тип представлен месторождениями Экарпье — Клиссон, расположенными в северной краевой части массива Мортань. Площадь месторождений, ограниченная двумя крупными разломами восток-юго-восточного (северный) и субширотного (южный) направлений, рассечена многочисленными сопряженными с ними зонами трещиноватости и

милонитизации меридионального и северо-западного простирания. В последних сосредоточена гидротермальная урановая минерализация, представленная настураном, часто в ассоциации с урановыми чернями, локализованными в брекчированных кварц-флюоритовых с пиритом или марказитом жилах. Мощность отдельных рудных зон достигает 200 м. Встречаются небольшие рудные тела штокверкового типа.

Кварц-пирит-(марказит)-настурановый тип оруденения представлен месторождениями Шапель-Ларжо, Коммандери и др., приуроченными к участкам пересечения северо-западных и меридиональных разломов в восточной части гранитного массива Мортань. Месторождение Шапель-Ларжо локализовано в системе жил меридионального или запад-северо-западного направления, выполненных скрытокристаллическим кварцем, часто пиритизированным, содержащим выделения настурана. Максимальная длина жил 700 м. На месторождении Коммандери, находящемся на продолжении меридионального разлома в 2—3 км от месторождения Шапель-Ларжо, наряду с жилами, выполненными кварц-пирит-настурановой минерализацией, часто встречается урановое оруденение, представленное чернями в зонах трещиноватости и брекчирования и образующее рудные тела штокверкового типа.

В особую группу следует выделить месторождение Эдрильер (Эрбье), расположенное на южной окраине массива Мортань. В отличие от месторождений Шапель-Ларжо и Коммандери оно локализуется не в гранитах, а в экзоконтактовой зоне батолита, среди мусковитизированных и апатитизированных слюдистых сланцев докембрия. Рудные тела вытянуты вдоль системы краевых (для массива Мортань) широтных разломов. Месторождение представлено серией кварцевых жил с настураном и пиритом (марказитом).

Урановорудный район Корнуолла структурно относится к северо-западному окончанию Армориканского срединного массива. Породы фундамента представлены позднепротерозойскими сланцами [Яншин А. Л., 1960], прорванными древними (протерозойскими) интрузиями ультраосновного состава и гранитами. Залегающие выше песчаники, конгломераты и сланцы кембро-ордовика и перекрывающие их терригенные толщи силура — девона, переслаивающиеся с горизонтами известняков и вулканитами основного состава, относятся к образованиям геосинклинального этапа развития.

Толщи раннего — среднего палеозоя совместно с терригенными и вулканогенными отложениями карбона (кульм) дислоцированы в складки широтного простирания. В крыльях антиклинальных складок расположены купола интрузий лейкократовых гранитов позднего палеозоя. В экзоконтактах гранитных массивов развиваются биотит-андалузитовые, с турмалином и кордиеритом, роговики, слюдистые сланцы и известняковые роговики с амфиболами, эпидотом, пироксенами и гранатом. Состав гранитов отличается высоким содержанием калия, а широкое развитие процессов грей-

зенизации (с турмалином и флюоритом) свидетельствует об активной роли летучих. В гранитах и вмещающих породах развиты серии даек гранит-порфиров, кварцевых порфиров, диабазов и мигматитов. В районах месторождений широко развиты системы разрывных нарушений и зон трещиноватости.

Все проявления урана, как и месторождения меди, олова, сурьмы и вольфрама, пространственно и генетически связаны с позднепалеозойским гранитоидным магматизмом и представлены системами кварцевых жил субмеридионального и субширотного направления [Geffroy J., Sarcia J., 1958].

В пределах ореолов контактового воздействия позднепалеозойских гранитоидов (и очень редко в самих гранитах) известно около 70 рудопроявлений и мелких месторождений урана (Сент-Джаст, Соут-Террас, Сент-Остелл, Тавитсток и др.). Рудные тела этих месторождений представлены маломощными широтными жилами, в местах пересечения которых с меридиональными трещинами отлагается настуран. На месторождении Соут-Террас оруденение, напротив, развивается по меридиональной кварцевой жиле, более поздней, чем широтные медно-оловянные (иногда с никелем и кобальтом) или железорудные [Davidson D., 1957].

На всех месторождениях Корнуолла системы жил, содержащих урановую минерализацию, структурно обособляются от более ранних минерализованных зон с редкометаллической, медной или железорудной минерализацией. Тонкие прожилки кварца с настураном рассекают минерализованные зоны, иногда локализуются в зальбандах медно-оловянных жил.

Для уранового оруденения Корнуолла выделяются [Davidson D., 1957] два основных минеральных типа: кварц-халькопирит-настурановый и кварц-сульфидно-арсенидно-настурановый. Реже встречается ассоциация настурана с сульфидами полиметаллов, арсенопиритом и флюоритом. По минеральному составу урановые месторождения Корнуолла резко отличаются от месторождений Вандеи и Центрального Французского массива и сближаются с месторождениями Рудных гор. Для них характерна тесная ассоциация настурана с минералами меди, а также с самородным висмутом и арсенидами никеля, кобальта, серебра [Ružička V., 1971]. Это, по-видимому, обусловлено положением Корнуолла в северной части Саксо-Тюрингской зоны, в то время как собственно Армориканский массив (Вандея), так же как и Центральный Французский массив, принадлежат к Молданубской зоне.

Можно отметить три особенности урановой минерализации Корнуолла: 1) исключительная приуроченность ее к ореолам зеленокаменно-измененных пород в экзоконтактных зонах гранитных массивов (что характерно для месторождений «пятиэлементной» формации); 2) отчетливо выраженный наложенный характер минерализации на общее зональное размещение оловянных, медных и других месторождений; 3) для всех месторождений Корнуолла характерно сочетание элементов структурного контроля ору-

денения (проницаемость пород) со средой, геохимически подготовленной для рудоотложения.

О происхождении урановых месторождений провинции Армориканского срединного массива существует несколько точек зрения. Некоторые французские [Geffroy J., Garcia J., 1958] и английские [Davidson D., 1958, и др.] геологи считают, что месторождения урана связаны с гидротермальными процессами. М. Моро и др. [Moreau M. а. о., 1966], напротив, считают источником урана граниты и предполагают, что мобилизация его происходила в результате экзогенной концентрации в континентальных условиях. А. Ганглофф [Gangloff A., 1970] полагает, что гидротермальные жильные урановые месторождения Корнуолла и Ванден образовались в результате эндогенного изменения урансодержащих гранитов, что возможно было при благоприятных тектонических условиях.

Последние исследования Г. Раншина [Ranchin G., 1970] позволяют сделать вывод о возможных перемещениях урана гранитоидов под влиянием пневматолитово-гидротермальных процессов и последующей концентрации его в рудных жилах.

Урановорудная провинция Испанской Мезеты

Испанская Мезета, расположенная на крайнем западе субконтинента Европы, по особенностям геологического строения и металлогении сопоставляется с Центральным Французским и Армориканским массивами [Alia M., 1957; Мёбус Г., 1966 и др.]. На западе Пиренейского полуострова жесткое ядро срединного массива обрамляется с востока и юга геосинклинальными образованиями палеозойского возраста, входящими под платформенные отложения. Последние на крайнем севере, востоке и юге полуострова граничат с образованиями альпийских предгорных прогибов. Предпиренейский, Гвадалквивирский прогибы, прогиб Эбро и другие более мелкие сложены мощными толщами терригенной молассы краевых прогибов.

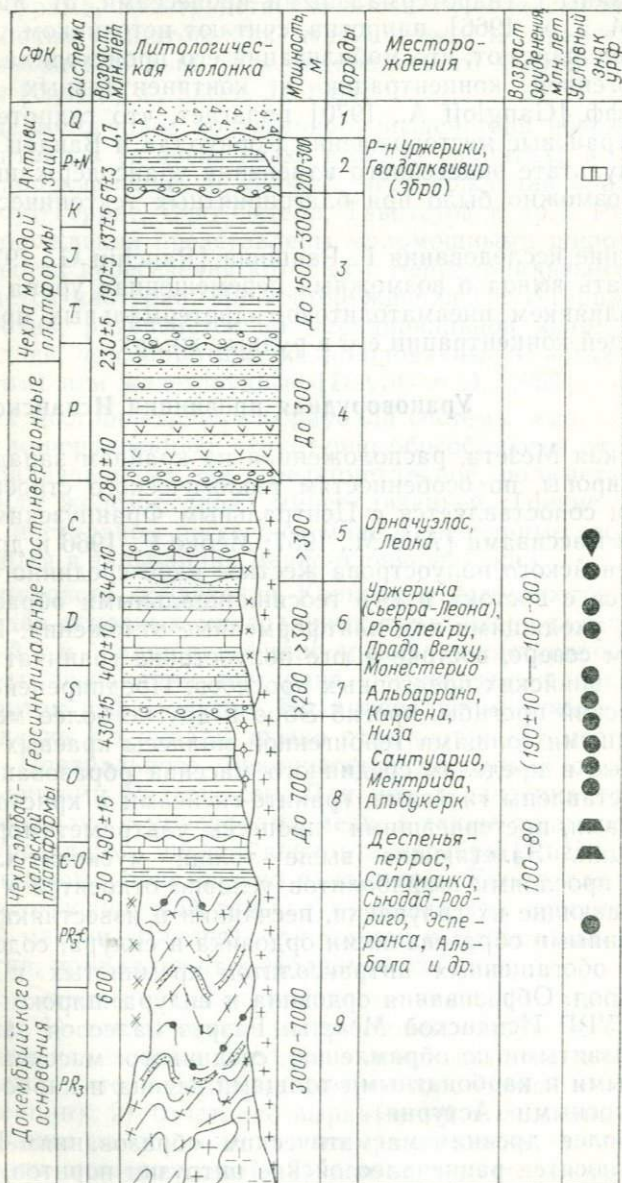
Развитые в пределах срединного массива образования докембрия представлены гнейсами, гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами, претерпевшими процессы ультраметаморфизма и гранитизации. Залегающие выше толщи мусковит-хлоритовых сланцев с прослоями амфиболитов условно относятся к кембрию, а перекрывающие их граувакки, песчаники и известняки сменяются терригенными образованиями ордовика и силура, содержащими горизонты обогащенных антраксолитом кремнистых и кварцитовидных пород. Образования ордовика и силура широко развиты в основных УРР Испанской Мезеты. Разрез палеозоя завершается широко развитыми по обрамлению срединного массива (рис. 21) терригенными и карбонатными толщами девона и карбона, в ряде мест угленосными (Астурия).

К наиболее древним магматическим образованиям Испанской Мезеты относятся раннепалеозойские интрузии норитов, диабазов, диоритов и несколько более поздние массивы сиенитов. Наиболее

Рис. 21. Позиция уранового оруденения в сводном стратиграфо-литологическом разрезе УРП Испанской Мезеты.

Условные обозначения см. на рис. 10.

Породы: 1 — пески, галечники, суглинки, 2 — песчаники, сланцы, конгломераты, с прослоями бурых углей и лингнитов, обогащенных медью, фосфором, ураном; покровы базальтов; базальты, щелочные базальты, трахиты, долериты, липариты, 3 — углистые сланцы, известняки с прослоями бурых углей, известняки ураносодержащие; песчаники, сланцы, обогащенные растительными остатками, содержащими повышенные концентрации меди, урана,



свинца; известняки, гипсы, каменная соль, 4 — песчаники, конгломераты, сланцы, в основании — дациты и их туфы, сверху — конгломераты, 5 — песчаники, сланцы, конгломераты, известняки, угленосные сланцы, угли краевых и наложенных впадин и мульд, андезиты; граниты, аплиты, пегматиты, лампрофиты, гранит-порфиры; известняки, доломиты, кремнистые сланцы, обогащенные фосфором, ураном, 6 — песчаники, граувакки, сланцы, известковистые сланцы, известняки; граниты, гранулиты, сиениты, диориты, габбро-диабазы, гранодиориты, пегматиты, гранит-порфиры, 7 — песчаники, аркозы, кварциты, граувакки, сланцы, обогащенные битумом, фосфором, ураном, 8 — слюдяные сланцы, филлиты с органическим веществом и осадочными рудами Fe, Mn, хлорит-актинолитовые сланцы, песчаники, кварциты, конгломераты (ордовик), граувакки, обогащенные фосфором, сульфидами железа и ураном, известняки; в основании разреза филлиты, известняки (кембрий), нориты, диориты, диабазы, сиениты, 9 — кристаллические слюдяные и мусковитовые сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты, хлоритовые сланцы (мезо- и эпизонально метаморфизованные комплексы), кварцевые конгломераты: гнейсы (орто- и парagneйсы, мусковитовые и слюдяные кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, гранито-гнейсы, мигматиты (катазонально метаморфизованные комплексы); граниты, гранито-гнейсы, пегматиты, мигматиты.

широко представлены интрузивные образования позднепалеозойского возраста, слагающие в северо-западной части Испанской Мезеты крупные многофазные батолиты изометрической формы (массивы Дуэро-Бейрас и др.). В юго-восточной части Испанской Мезеты массивы гранитов (Лос-Педрочес и др.) линейно вытянуты в северо-западном направлении и ориентированы согласно с простиранием варисских складчатых структур. Эти массивы обычно приурочены к апикальным частям варисских антиклиналей или куполовидных поднятий и по структурному положению являются постскладчатыми, активизационными [Кавака П., 1956; Alia M., 1957].

Состав и внутреннее строение массивов позднепалеозойских гранитов сложны. Наиболее широко распространены самые поздние интрузии двуслюдяных гранитов («гранулитов»), реже встречаются их биотитовые разновидности. Кроме гранитов в составе массивов известны тела щелочных гранитов, гранодиоритов, кварцевых монзонитов. В краевых частях интрузий отмечаются многочисленные ксенолиты, породы имеют аплитовидную структуру; в центральных частях наиболее характерны порфиroidные структуры.

Химический состав наиболее поздних фаз позднепалеозойских гранитов характеризуется высокими содержаниями калия, олова, повышенными количествами редких земель, урана и тория [Neiva Catelo I., 1953]. Отмечается большое количество аксессуарных минералов (берилл, турмалин и др.). Для гранитов поздних фаз характерно широкое и постоянное проявление процессов грейзенизации. Возраст гранитов определяется по геологическим данным как позднепалеозойский, пермский на основании прорывания ими отложений карбона (стефана) и залегания на них платформенных отложений триаса. Радиологические данные (300—280 млн. лет) совпадают с геологическими наблюдениями.

С позднепалеозойскими гранитоидами на территории Испанской Мезеты связаны многочисленные месторождения вольфрама и олова, сурьмы и ртути, полиметаллов и урана, а также молибдена, висмута, золота, меди. В размещении их устанавливается региональная зональность: оловянно-вольфрамовые месторождения располагаются в центральных частях, полиметаллические и

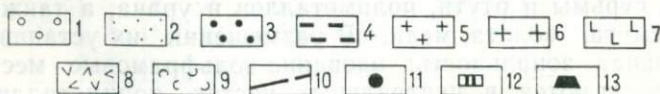
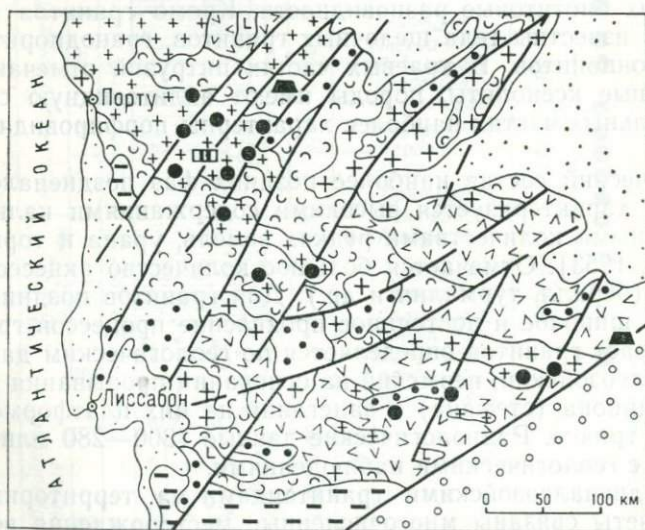
медные — по периферии, преимущественно в пределах складчатого обрамления. Характерно, что урановые месторождения приурочены к центральным частям Испанской Мезеты (рис. 22), особенно наиболее крупные из них (район Уржерики). В этих местах урановое оруденение накладывается на оловянно-вольфрамовую минерализацию и размещается в тех же структурах.

Подавляющее большинство урановых месторождений Испанской Мезеты относится к низкотемпературным гидротермальным (эпитермальным) образованиям. Наряду с этим в районе Орнауэлоз известны проявления уранинит-браннеритовой минерализации, связанной с бериллоносными пегматитами.

Гидротермальные месторождения урана Испанской Мезеты очень сходны между собой и размещаются почти исключительно среди массивов биотитовых порфировидных гранитов, образован-

Рис. 22. Размещение урановых месторождений в Испанской Мезете.

1 — отложения краевого прогиба Альпийской складчатой области; 2 — отложения эпипалеозойского платформенного чехла; 3 — образования эпиплатформенной активизации — терригенные отложения кайнозоя; 4 — отложения постинверсионной стадии — вулканогенно-терригенная моласса пермо-карбона с угленосными бассейнами; 5 — позднепалеозойские активизационные двуслюдяные граниты; 6 — раннепалеозойские граниты; 7 — раннепалеозойские ультраосновные породы; 8 — раннепалеозойские — среднепалеозойские терригенно-карбонатные хемогенные и вулканогенные образования; 9 — позднепротерозойские — раннепалеозойские терригенно-карбонатные образования; 10 — главнейшие разрывные нарушения; 11 — месторождения урана в зонах дробления среди позднепалеозойских гранитов и вмещающих их сланцев; 12 — месторождения урана в зонах активизации среди углеродисто-кремнистых сланцев; 13 — месторождения урана среди вулканогенно-терригенной молассы кайнозоя.



ных в гипабиссальных условиях. Минерализованные зоны месторождений Уржерика, Альбукерк, Альбала, Монестерио, Альбаррана, Кардена, Ментрида, Сантуарио и других приурочены к системам сближенных разломов северо-восточного направления, оперяющих крупные системы разломов меридионального простирания. Рудоконтролирующие разрывные нарушения представлены многочисленными зонами расщепления, милонитизации и брекчирования пород, развивающихся по гранитам, полям пегматитов, ксенолитам вмещающих пород, дайкам базальтов, диабазов, долеритов и андезитов.

Урановое оруденение на гидротермальных месторождениях представлено кварц-сульфидно-настурановым минеральным типом и локализуется в жилах и очень редко — в штокверках. Содержание сульфидов обычно незначительное, только на месторождении Уржерика содержание свинца составляет 1,5%.

Рудоносные жилы имеют значительную протяженность (до нескольких километров), прямолинейны и выполнены кварцем нескольких генераций. В зальбандах широко развиты брекчии. Рудные скопления в пределах жил распределяются спорадически, образуя рудные столбы длиной до нескольких сотен метров. На глубину оруденение прослеживается на 250—300 м.

Считается, что состав вмещающих пород на характер и качество оруденения не влияет. Оруденение подчиняется только структурному фактору рудоконтроля. Вмещающие породы — мусковит-биотитовые и биотитовые граниты — претерпели в околорудных зонах интенсивное предрудное изменение, выражающееся в окварцевании, серицитизации пород и пигментации их гематитом. Вблизи урановорудных жил в гранитах повышается содержание фосфора, железа и снижается содержание натрия [Mogean M. а. о., 1966].

Для урановых месторождений Испанской Мезеты устанавливаются черты региональной зональности. В месторождениях, расположенных в периферических частях срединного массива, повышается количество сульфидов, появляются флюорит (месторождение Ментрида). В более южных районах складчатого обрамления Мезеты, в ураноносных зонах месторождений Монестерио, Кардена, Сантуарио, возрастает содержание сульфидов меди, появляются арсениды кобальта, никеля, в составе кварцевых жил спорадически отмечаются карбонаты.

Возраст урановой минерализации на гидротермальных месторождениях провинции 190 ± 10 млн. лет.

Источником урана на гидротермальных месторождениях Испанской Мезеты большинство португальских, испанских и французских геологов считают очаги гранитной магмы (иногда конкретные массивы позднепалеозойской гранитоидной формации), с которыми парагенетически, иногда генетически, связывается урановое оруденение. Часть геологов рассматривает месторождения данной формации как инфильтрационные образования, связанные с возникновением раннемезозойского пенеплена, в триасовой ко-

ре выветривания которого накапливался уран, впоследствии локализованный в структурных «ловушках».

Кроме гидротермальных урановых месторождений в Испанской Мезете в области палеозойского складчатого обрамления среднего массива известны месторождения урана, связанные с зонами сложных многократных дислокаций, развивающихся среди образований углеродистой кремнисто-сланцевой формации ордовика — силура. В восточной и южной частях Испанской Мезеты они тяготеют к областям проявления систем глубинных разломов, выраженных в развитии сложной поперечной складчатости и мощных зон трещиноватости и смятия пород.

Для разреза кембрийских, ордовикских и силурийских толщ Испанской Мезеты характерны повышенные количества урана. Интерес представляют терригенные отложения ордовика районов Саламанки и Деспеньяперрос [Alia M., 1957; Константинов М. М., Куликова Е. Я., 1960], где выходы первично-обогащенных ураноносных пластов с рядовыми концентрациями урана более 0,01% прослеживаются более чем на 100 км при ширине полосы распространения осадков на многие десятки километров.

Наиболее устойчивые повышенные концентрации урана связаны с кремнисто-сланцевой, кварцито-сланцевой, иногда граувакково-песчаниковой, бескарбонатной частью разреза ордовика и приурочены к горизонтам пород, обогащенным сульфидами железа, фосфором и углеродистым веществом (графит), иногда битумом (типа антраксолита). Для ураноносной части разреза характерны редуцированная мощность, отсутствие перерывов и несогласий в осадконакоплении. Повышенные количества урана коррелируются с высокими содержаниями сингенетичных накоплений ванадия, молибдена, никеля, серебра, меди, циркония, кобальта, редких земель, а также рутила и лейкоксена.

Стратиформные месторождения урана районов Саламанки и Деспеньяперрос приурочены к областям развития интенсивных тектонических движений позднепалеозойского и, возможно, мезозойского возраста [Aggibas A., 1962; Alia M., 1960, и др.]. Тектонические зоны здесь представлены системами крупных зон долгоживущих разломов, подновленных в альпийское время. Эти структуры развиваются в краевых частях горстов и грабенных систем, системы которых ориентированы в северо-восточном направлении и связаны с этапом структурной перестройки [Mogean M., 1966], характерной для обширных площадей Испанской Мезеты.

В пределах рассматриваемых месторождений вмещающие оруденение толщи ордовика — силура интенсивно дислоцированы, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями разных направлений, в том числе и субгоризонтальными пологими нарушениями типа надвигов [Limpo de Faria, 1966]. Магматические образования представлены интрузиями позднепалеозойских гранитов.

Урановые месторождения располагаются на некотором расстоянии от массивов гранитоидов, активно воздействующих на вме-

шающие породы с образованием ореолов ороговикования и зеленокаменного изменения. Перераспределения и концентрации урана при этом в области экзоконтакта не устанавливается [Mogeanu M., 1966].

Урановорудные тела сложной морфологии размещаются как за пределами области контактового воздействия гранитоидов, так и в ее пределах, иногда проникая в граниты. Оруденение имеет характер гидротермально-метасоматического пропитывания вмещающих пород и представлено вкрапленными, прожилково-вкрапленными и штокверковыми рудами, обычно не сопровождающимися жильными образованиями. Залежи линзообразной и карманообразной формы сменяются пластообразно-полосочными рудными телами. Средние содержания урана в рудах достигают 0,07%. Бедные прожилковые настуран-коффинит(?) - черневые руды вдоль тектонических нарушений сменяются иногда богатыми штокверковыми рудами с появлением кварц-настурановых жил и линзообразных тел. Рудные тела в большинстве своем не имеют четких границ и размещаются в пределах зон незначительного серицит-хлорит-пиритового изменения, иногда сопровождающегося доломитизацией. Эти процессы не носят характера околорудных изменений: состав рудных тел и безрудных вмещающих пород аналогичен и различается только в случае наложения оруденения на приконтактово-измененные породы вблизи гранитов. Оруденение прослеживается до глубины 400—500 м. Радиологический возраст оруденения 100—90 млн. лет.

Формирование месторождений данной урановорудной формации обусловлено, по-видимому, совокупностью проявления эндогенных и экзогенных процессов, активно развивающихся в пределах мобильных зон. Сложная морфология оруденения, отображающая связь процессов рудообразования с тектоникой при преобладании литолого-стратиграфического характера размещения оруденения в породах, обогащенных восстановителями (антраколит, битумы, сульфиды), может свидетельствовать о полигенном происхождении минерализации [Mogeanu M., 1966]. Данная точка зрения, по-видимому, наиболее объективно учитывает всю совокупность процессов рудообразования.

Первично обогащенные легкоподвижным ураном породы в процессе тектонической активизации подверглись слабому региональному метаморфизму, в результате чего мобилизованный уран перемещался и образовывал рудные концентрации в ловушках, размещающихся в горизонтах наиболее проницаемых пород, обогащенных восстановителями. Перемещение урана при этом крайне незначительно.

Некоторые испанские геологи связывают оруденение с процессами альпийского гипергенеза и инфильтрацией урана в период пенепленизации региона [Limpro de Faria, 1966, и др.]. Не исключается ими возможность гидротермального происхождения оруденения данной формации в связи с проявлением палеозойского субаквального вулканизма. Существует точка зрения, согласно кото-

рой урановая минерализация является сингенетической и, вероятно, сформирована за счет разрушения еще более древних месторождений [Alia M., 1957, 1960]. В качестве источника металла рассматриваются окружающие грабен поднятия, сложенные палеозойскими гранитами и образованиями углеродисто-кремнистой формации. Возраст оруденения считается молодым, позднемеловым или третичным, так как решающее значение при формировании промышленных концентраций урана придается процессам позднеальпийских движений.

Сравнивая особенности геологического развития и металлогении УРП Испанской Мезеты, Армориканской и Центральнофранцузской, мы усматриваем не только близость их геотектонической позиции, но и ряд сходных черт внутреннего строения: а) во всех рассматриваемых срединных массивах позднепалеозойская ТМА выразилась в образовании новых и подновлении древних разломов, интенсивном дроблении, метаморфизме и внедрении гранитоидной магмы; б) размещение позднепалеозойских многофазных гранитных плутонов определяется куполовидными поднятиями фундамента, сложенного древними метаморфическими толщами; в) с активизацией разломов в позднем палеозое связано внедрение гранитов с повышенными содержаниями урана, олова, летучих компонентов и формирование кислых вулканитов, характеризующихся сходными геохимическими особенностями; г) урановое оруденение телескопировано на более раннее редкометальное и полиметаллическое оруденение; д) в УРП Армориканской и Испанской Мезеты по периферии срединных массивов также широко развиты ураноносные геохимические формации кремнисто-черносланцевых отложений кембрия, ордовика и силура; е) во всех УРП в той или иной форме проявляется связь УРМ с гранитами: в Испанской Мезете и Центральнофранцузской УРП месторождения урановой формации в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания располагаются преимущественно в пределах гранитных интрузий; ж) в пределах УРП Испанской Мезеты выявлены УРМ, развивающиеся в породах ураноносной углеродисто-кремнистой формации кембро-силура (Саламанка, Деспеньяперрос и др.), сходные по геологической позиции с рудопроявлениями области Баррандиены [Ružička V., 1971]; з) значительная часть УРМ во всех УРП внеальпийской части Европы возникает в одну и ту же позднепалеозойскую урановорудную эпоху.

*

*

*

Из приведенной характеристики урановорудных провинций срединных массивов вытекают следующие их основные особенности.

1. Тектоническая позиция УРП рассматриваемой группы определяется их приуроченностью к активизированным срединным массивам, расположенным в осевых и реже краевых частях гео-

синклиналино-складчатых областей. Явления ТМА в срединных массивах, как правило, синхронны наиболее отчетливо выраженным орогеническим процессам в геосинклиналино-складчатых областях подвижных поясов. Наиболее продуктивными в отношении уранового рудогенеза представляются средне-, позднепалеозойская и мезозойская эпохи ТМА.

2. Глубинное строение УРП характеризуется увеличением мощности и ступенчатостью основания «гранито-метаморфического» слоя, резкими перепадами поверхности Мохоровичича и в ряде случаев отсутствием четких сейсмических границ поверхностей раздела.

3. УРП срединных массивов обычно формируются в ураноносных геохимических провинциях, которым свойственно присутствие разнообразных ураноносных геохимических формаций, в том числе анатектических гранитов, слагающих гранито-гнейсовые купола в составе СФК ультраметаморфических пород, а также углеродисто-кремнистых сланцев, возникающих, как правило, в условиях миогеосинклиналиного режима. В процессе ТМА на срединных массивах проявляются обогащенные ураном магматические (интрузивные и вулканогенные) формации.

4. В металлогеническом отношении УРП срединных массивов характеризуются набором месторождений литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов, что может указывать на глубинный источник рудообразующих растворов и заимствование ряда элементов, и в том числе урана, из сиалической оболочки Земли — ее гранито-метаморфического слоя.

5. Урановое оруденение следует за редкометальным (Sn — W — Mo) либо за висмутовым, никелевым, кобальтовым и в свою очередь является более ранним по отношению к сурьмяно-ртутному, серебряному, железомарганцевому и флюоритовому.

6. Ведущим типом УРФ в УРП срединных массивов является урановая в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания; подчиненную роль играет урановая в ураноносных углеродисто-кремнистых породах. Главнейшие минеральные типы — настурановый, флюорит-настурановый, кварц-карбонатно-настурановый, кварц-сульфидно-настурановый, кварц-арсенидно-настурановый. В рудоносных структурах широко проявлены интенсивные предрудные гидротермально-метасоматические изменения — березитизация, аргиллизация.

7. Ведущим является гидротермальный процесс формирования УРМ в результате деятельности растворов, связанных с магматическими очагами, возникающими на границе базальтового и гранитного слоев при участии вод, освобождающихся в процессе преобразования осадков.

8. Размещение УРМ в пределах УРП, как и зон с нарушенным первично-конституциональным распределением урана, а также зон гидротермально-измененных пород, контролируется системами глубинных разломов.

9. Вертикальный размах промышленного уранового оруденения очень значителен, что свидетельствует о большой мощности рудообразующих процессов.

УРАНОВОРУДНЫЕ РАЙОНЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ ВУЛКАНОГЕНОВ

Пространственная приуроченность ураноносных территорий с гидротермальными УРМ к ареалам наземного вулканизма неоднократно подчеркивалась в советской и зарубежной литературе [Геология месторождений..., 1966; Геология и вопросы генезиса..., 1968; Котляр В. Н., 1961, 1970; Семенов А. И., 1959; Строна П. А., 1978; Mitterpergher M., 1970; Ružička V., 1971 и др.]. При этом отмечалась предпочтительная связь УРМ с субаэральными вулканами кислого состава, иногда с повышенной щелочностью [Рудные месторождения СССР, 1974], широко распространенными в пределах вулканогенов — отдельных звеньев планетарных окраинно- и внутриматериковых вулканических (или вулканогенных) поясов.

Вулканические пояса, детально охарактеризованные в работах М. И. Ициксона [1973], А. А. Моссаковского [1970, 1975], Г. А. Твалчрелидзе [1977], П. М. Хренова и др. [1975], В. В. Ярмюлка [1978], представляют собой весьма протяженные (многие тысячи километров), относительно узкие (сотни километров) геологические структуры планетарного масштаба. Их формирование охватывало одну или несколько стадий и сопровождалось интенсивной магматической деятельностью [Твалчрелидзе Г. А., 1977]. Процессы уранового рудогенеза проявляются преимущественно в фанерозойских, в меньшей степени в докембрийских вулканических поясах, возникающих в ходе ТМА [Хренов П. М. и др., 1975].

Особенности строения таких вулканических поясов определяются их приуроченностью к зонам протяженных глубинных разломов, разделяющим геоблоки с различными типами геологического развития. Так, мезозойско-кайнозойские Восточно-Азиатский и Западно-Американский вулканические пояса размещаются вдоль грандиозных (длиной свыше 8 тыс. км) линейментов, примыкающих к границе между Азиатским и Американским континентами и Тихим океаном. Евразийский вулканический пояс, сформировавшийся в среднем — позднем палеозое и мезозое, контролируется крупными разломами, тяготеющими, по представлениям А. А. Моссаковского [1975], к краевой зоне обширного материка, включающего Северную Европу и Северную Азию и в палеозое граничившего на юге с бассейном Тэтиса.

Ведущую роль в подобных окраинно- и внутриконтинентальных вулканических поясах играют наземно-вулканогенные и вулканогенно-интрузивные СФК, относящиеся, как правило, к производным известково-щелочной базальт-андезит-липаритовой серии. В Западно-Американском поясе, по данным М. И. Ициксона [1973],

элементы окраинно-океанического андезитового кольца интерферируют с образованиями липаритовой линии.

Вулканические пояса слагаются из отдельных разобщенных фрагментов-вулканогенов, каждый из которых формировался в относительно ограниченный отрезок времени. Химизм и формационная принадлежность магматических образований, входящих в состав наземно-вулканогенных и вулканогенно-интрузивных комплексов, а также особенности их металлогении нередко могут быть различными даже в одновозрастных вулканогенах одного и того же вулканического пояса. Они во многом определяются спецификой развития магматизма и характером фундамента, на котором проявляются тектоно-магматические процессы.

Вулканогены, в пределах которых размещаются УРР, представляют собой самостоятельные звенья окраинно- и внутриматериковых фанерозойских вулканических поясов. Для заключительных этапов развития ураноносных вулканогенов характерен многостадийный кислый магматизм в форме гипабиссальных гранитоидных интрузий и излияний эффузивов. Появление значительных объемов низкогравитирующих пород кислого состава обуславливает региональные отрицательные аномалии поля силы тяжести над подобными вулканогенами [Ициксон М. И., 1973].

Геологические наблюдения и геохронологические исследования показывают, что во всех урановорудных районах рассматриваемого типа промышленное оруденение формируется вслед за самыми поздними магматическими проявлениями. Урановые месторождения возникают, как правило, через 20—30 млн. лет после прекращения вулканической деятельности и внедрения субвулканических и гипабиссальных интрузий и даек, т. е. в период консолидации коровых магматических очагов — областей питания вулканогенов. Изучение геологических обстановок, в которых размещаются месторождения, и вещественно-генетических особенностей уранового оруденения позволяет отнести гидротермальные урановые месторождения, локализующиеся в наземно-вулканогенных и вулканогенно-интрузивных СФК, к урановой формации в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания. Ведущими минеральными типами таких месторождений являются сульфидно-настурановый, флюорит-молибденит-(иордизит-)настурановый, молибденит-(иордизит-)настурановый.

По времени проявления процессов уранового рудогенеза рассматриваемые урановорудные районы подразделяются на среднепалеозойские, позднепалеозойские, мезозойские, кайнозойские.

Средне- и позднепалеозойские урановорудные районы располагаются в пределах вулканогенов, сформировавшихся в ходе ТМА сложнопостроенных складчато-блоковых сооружений, включавших блоки раннедокембрийского гранито-гнейсового субстрата и фрагменты ранне-среднепалеозойских геосинклинально-складчатых структур. Вулканогенно-интрузивные структурно-формационные комплексы в таких районах* представлены наземными вулканитами кислого и умеренно кислого состава, иногда с повышенной ще-

лочностью, и сближенными с ними во времени и пространстве гипабиссальными интрузиями гранитоидов.

Тектоно-магматические процессы, обусловившие развитие наземного вулканизма, интрузивного магматизма и уранового рудообразования, отчетливо проявлены в наиболее консолидированных блоках. После завершения геосинклинального этапа развития такие блоки подверглись интенсивной глыбовой перестройке при общей тенденции к воздыманию. Главенствующая роль в этом принадлежала глубинным разломам, значительная часть которых (преимущественно продольные) была заложена еще в докембрии; существенное значение приобретали и заложенные вновь поперечные и диагональные нарушения. Сочетанием разнонаправленных разрывов определялись контуры вулкано-тектонических структур, положение интрузивных массивов и дайковых поясов.

В среднепалеозойских урановорудных районах вулканические депрессии (палеокальдеры) формируются преимущественно на жестком, гранитизированном фундаменте и имеют сложное строение. Выполняющие их эффузивные толщи, относящиеся, как правило, к андезит-липаритовой формации, в низах сложены лавами и пирокластами среднего и основного состава, а в верхах — главным образом пирокластами кислого состава. К кольцевым и радиальным разломам, возникшим в ходе кальдерообразования, обычно приурочены жерловины, субвулканические тела и экструзии фельзитов, их лавобрекчий, гранит-, микрогранит-, граносиенит-порфиоров; в краевых приразломных прогибах иногда синхронно накапливаются терригенные отложения. Вулканические процессы завершаются внедрением гипабиссальных интрузий лейкократовых гранитоидов и образованием дайковых поясов регионально-го распространения.

Радиогеохимические особенности среднепалеозойских урановорудных районов определяются наличием обогащенных ураном пород как в составе вулканогенно-интрузивного СФК (лейкократовые граниты), так и в разрезе подстилающих геосинклинальных СФК (углеродисто-кремнистые сланцы). Содержания урана в тех и других вдвое-втрое выше кларковых. Локальные зоны перераспределения и привноса урана наиболее ярко проявлены в рудоносных блоках.

Урановые месторождения располагаются в зонах разрывных нарушений, контролирующих положение близповерхностных вулканических тел (некков, жерловин, экструзий, субвулканических интрузий) и полей интенсивных гидротермально-метасоматических изменений. Часть месторождений приурочена к кольцевым и дугообразным разломам, развивающимся по периферии палеокальдер, некоторые — к крупным линейным разломам.

Рудные тела локализуются главным образом в фельзитах, фельзит-порфирах, эксплозивных лавобрекчиях, в приконтактных или центральных частях тел жерловой, экструзивной, субвулканической фаций, реже в кислых лавах и пирокластах покровных фаций. Положение рудных тел контролируется узлами пересечения и

сопряжения разломов, иногда контактами даек и трещинных интрузий диоритовых порфиров и габбро-диоритов, а также экзо-контактовыми зонами лейкократовых гранитов. Морфология рудных тел весьма сложная — линзовидная, гнездо- и столбообразная. Она определяется в основном элементами локальной трещинной тектоники. Главные минералы в рудах — настуран, молибденит (иордизит), фемолит; в переменных, как правило небольших, количествах присутствуют разнообразные сульфиды — галенит, сфалерит, халькопирит, марказит, арсенопирит, нередко встречается гематит. Руды прожилковые, прожилково-вкрапленные, вкрапленные.

Соотношения уранового, молибденового и сульфидно-полиметаллического оруденения на урановых месторождениях достаточно разнообразны. Молибденовая (фемолитовая) и настурановая минерализации в ряде случаев пространственно разобщены.

Изучение урановых руд и околорудных измененных пород показывает, что гидротермально-метасоматические процессы на урановых месторождениях протекали в несколько этапов. На первом этапе широко развиты поствулканические процессы, приводящие к образованию кварц-альбититовых метасоматитов по эффузивным породам. В ходе второго, рудного, этапа формируются зоны метасоматитов, отвечающих по составу березитам, и молибден-урановые руды с настураном, уранинитом, коффинитом, мелкочешуйчатым молибденитом (иордизитом), фемолитом, кварцем, сульфидами полиметаллов. Пострудные жилы и прожилки карбонатов пересекают урановые минералы, вызывая частичное их растворение и переотложение [Месторождения урана ..., 1976]. Подавляющая часть урановых руд обычно сосредоточена в березитизированных фельзитах.

Температура гидротермальных растворов на разных стадиях рудообразующего процесса составляет по данным термометрического изучения 400—190°С. Возраст урановой минерализации в подобных УРР определяется как среднепалеозойский — 380—350 млн. лет.

Позднепалеозойские урановорудные районы тяготеют к вулканогенам, где широко распространены вулканогенно-интрузивные СФК каменноугольного — пермского возраста. Процессы интрузивного магматизма и наземного вулканизма в конце позднего палеозоя привели к широкому развитию в таких районах полей наземных эффузивов умеренно кислого и кислого, с повышенной щелочностью, состава, объединяемых в дацит-андезитовую, липаритовую и трахиандезит-трахитовую формации, и многочисленных интрузий гранодиорит-гранитовой и аляскитовой формаций. Умеренно кислые вулканы и гранитоиды, отвечающие первой стадии ТМА, весьма значительно распространены по площади; более поздние кислые и субщелочные эффузивы второй стадии, локализуясь вдоль наиболее крупных нарушений и преимущественно в узлах их пересечения, редко встречаются за пределами урановорудных районов. В течение этой же стадии возникали дайковые пояса и формировались близповерхностные гидротермальные место-

рождения — молибден-урановые, полиметаллические (с медью), флюоритовые и др.

Главная масса позднепалеозойских эффузивов трахиандезит-трахитовой формации сосредоточена в вулканических изометричного очертания депрессиях площадью в сотни квадратных километров, мощность вулканитов достигает нескольких километров. Для них характерно пологое ($10-20^\circ$), иногда горизонтальное залегание. Некоторые вулкано-тектонические структуры имеют кольцевое строение, обусловленное процессами кальдерообразования. Системы кольцевых и дугообразных разломов, развивающиеся в периферических частях подобных структур, обычно контролируют положение субвулканических интрузий и экструзий штоко-, дайко- и лакколитообразной формы. Центральные части вулканических депрессий нередко сложены крупными субвулканическими интрузиями и грибо- и лакколитообразными экструзиями кислых порфировидных пород. Такие интрузии и экструзии часто внедряются между гранитоидами фундамента и вышележащими вулканитами либо между толщами вулканитов различного состава и сопровождаются зонами пологой трещиноватости.

Глубинное строение некоторых УРР характеризуется сокращенной на 5—15 км по сравнению с прилегающими структурами мощностью земной коры и относительно нечеткими границами в ее вертикальном разрезе. Мощность гранитного слоя оценивается 25, базальтового — 10—12 км. Под рудоносными вулкано-тектоническими структурами намечается возрастание мощности базальтового слоя при уменьшении мощности гранитного слоя.

Радиогеохимическими исследованиями выявляется последовательное, направленное повышение содержаний урана, а также сопутствующих ему в рудном процессе молибдена и свинца в продуктах позднепалеозойского магматизма. Наиболее молодые субвулканические интрузии и массивы аляскитовой формации отчетливо обогащены ураном, торием, иттрием и некоторыми другими элементами.

Весьма важную роль в строении урановорудных районов играют разрывные нарушения разнообразных морфологических типов. В районе, изученном В. Л. Барсуковым, Б. П. Власовым, Н. П. Лаверовым и другими геологами [Геология месторождений..., 1966; Условия образования..., 1972], выделено несколько разновидностей разломов:

1) крутопадающие разломы имеют линейную и кольцевую форму; все они являются долгоживущими и отчетливо проявлены на различных гипсометрических и стратиграфических уровнях, фиксируются мощными зонами дробления с милонитами и глинистыми швами, вмещают субвулканические интрузии и дайки, сопровождаются сетью подчиненных разрывов и широкими ореолами гидротермально-метасоматических изменений;

2) скрытые разломы в верхних частях разреза стратифицированных вулканитов выражены слабо — в виде зон кулисообразной затухающей мелкой трещиноватости и отдельных швов; в низах

разреза они проявлены более отчетливо, а в гранитоидах основная фиксируются мощными зонами дробления, иногда дайками и субвулканическими интрузиями;

3) пологие разрывные нарушения обычно развиваются на участках изменения простирания линейных и кольцевых разломов и являются в основном межформационными. Во многих случаях они определяют положение и морфологию лакколитоподобных субвулканических интрузий.

Урановые месторождения относятся к молибденит-настурановому, настурановому (с коффинитом) минеральным типам. В большинстве месторождений в переменных количествах присутствуют минералы свинца, цинка, мышьяка, висмута, кобальта, никеля. Жильные минералы представлены карбонатами (кальцитом, доломитом, анкеритом), кварцем, флюоритом, баритом, каолинитом.

По геологоструктурной позиции урановые месторождения могут быть разделены [Геология месторождений..., 1966; Рудные месторождения СССР, 1974; Казанский В. И. и др., 1978; Условия образования..., 1972] на:

1) наиболее важные и многочисленные месторождения в некаках и субвулканических интрузиях, размещающихся в зонах кольцевых или линейных разломов вулканических депрессий. Строение их определяется главным образом особенностями внутренней структуры и морфологии магматических тел. Штокверкообразные рудные тела, полого- и крутопадающие, располагаются обычно в участках перехода от пологих частей лакколитообразных интрузивов к их крутопадающим корневым частям;

2) месторождения в эффузивно-пирокластических толщах покровной фации во внутренних частях вулканических депрессий, тяготеющие к горизонтам туфов и игнимбритов. Для них характерны многоярусные рудные тела, что обусловлено спецификой развития скрытых рудомещающих разломов в горизонтах пород с различными физико-механическими свойствами. Наиболее рудонасыщенными являются интенсивно трещиноватые проницаемые пирокласты; нередко отмечается появление раздувов рудных тел под горизонтами непроницаемых пород — своего рода «экранирование» руд [Условия образования..., 1972];

3) месторождения, располагающиеся вне вулканотектонических структур; приурочены к хорошо выраженным зонам разломов среди гранитоидов фундамента. В таких зонах широко развиты дайки и разнообразные жилы.

Для большинства урановых месторождений характерно широкое и интенсивное проявление рудосопровождающих гидротермально-метасоматических процессов — гематитизации (покраснения), альбитизации, березитизации, карбонатизации, серицитизации, хлоритизации. Отдельные особенности околорудных метасоматитов на различных месторождениях определяются геологоструктурными условиями локализации оруденения.

Месторождения в субвулканических интрузиях гранит- и граносиенит-порфиров размещаются обычно в широких ореолах пред-

рудной березитизации и альбитизации, а урановое оруденение тесно ассоциирует с кварц-серицитовыми метасоматитами. Для месторождений в покровах кислых пирокластов характерна предрудная альбитизация и околорудная аргиллизация. Оруденение в гранитоидах располагается в ореолах хлоритизации и карбонатизации, тяготея к зонам более древних грейзенов.

Распределение месторождений обуславливается сложным взаимодействием региональных факторов рудоконтроля — тектонических и структурных. Анализ тектонической позиции рудных узлов и месторождений показывает, что ведущая роль в их размещении принадлежит вулканическим депрессиям (мульдам проседания); лишь отдельные месторождения располагаются в пределах разделяющих депрессии поднятий, сложенных главным образом гранитоидами. Структурный контроль проявлен в приуроченности рудных узлов и месторождений к крупным долгоживущим разломам продольного и поперечного направления. Нередко месторождения концентрируются в узлах сопряжения крупных продольных нарушений с разломами кольцевой системы в краевых частях крупных субвулканических интрузий.

Размещение месторождений в рудных узлах, а отдельных рудных тел — в месторождениях определяется стратиграфическими, структурными и литологическими факторами. Весьма благоприятным стратиграфическим уровнем рудолокализации часто является нижняя часть разреза липаритовой формации. Положение уранового оруденения теснейшим образом связано с особенностями строения и морфологии рудовмещающих разрывов и магматических тел; при этом на большинстве объектов значительная часть руд локализуется не в крупных разломах, а в зонах оперяющих нарушений высоких порядков. Литологический контроль оруденения в целом заключается в предпочтительной локализации урановой минерализации в породах кислого состава и закономерном выклинивании оруденения при переходе рудовмещающих зон разломов из кислых пород в средние и основные, хотя в последних наиболее интенсивно проявлен предрудный метасоматоз.

Возраст уранового оруденения определяется как позднепалеозойский (пермский) и составляет по данным свинцово-урановых датировок настуранов и калий-аргоновых датировок рудосопрождающих серицитов 270—250 млн. лет.

Формирование урановых месторождений в пределах вулканотектонических структур может быть обусловлено, по современным представлениям, деятельностью гидротермальных растворов в интервале глубин 2500—1500 м от поверхности при температурах 350—100° С. Исходные рудоносные растворы отличались значительными концентрациями сульфат- и хлорид-ионов и высоким окислительно-восстановительным потенциалом, постепенно снижавшимся за счет взаимодействия с различными вмещающими породами. Осаждение урана в форме настурана происходило в результате изменений режима кислотности — щелочности растворов. Рудоформирующие флюиды возникали на определенных этапах

эволюции вулканических депрессий как напорных гидродинамических систем [Условия образования..., 1972]. В качестве источника урана большинство исследователей [Геология месторождений..., 1966; Условия образования..., 1972] рассматривают не столько магматические очаги и другие глубинные области земной коры, сколько краевые приповерхностные зоны вулканических депрессий и их обрамление, где нередко широко развиты магматические породы, обогащенные ураном, молибденом, свинцом, мышьяком и другими компонентами, содержащимися в урановых рудах.

Примером позднепалеозойских урановорудных районов может служить Ломбардский район Северной Италии. Он располагается в Бергамских Альпах, в пределах вулканогена Коллио — крайнего западного звена в цепи позднепалеозойских вулканогенно-интрузивных структур Евразийского вулканического пояса. Процессы интрузивного магматизма и наземного вулканизма в пермское время развивались здесь на жестком гетерогенном фундаменте, представленном докембрийскими (молданубскими) и палеозойскими образованиями, претерпевшими интенсивную складчатость и сильно гранитизированными в начале позднего палеозоя.

На ранних стадиях развития пермского вулканогенно-интрузивного СФК в районе возникли многочисленные интрузии лейкократовых гранитов, возраст которых 280 млн. лет. Вслед за внедрением интрузий была сформирована система наложенных вулканогенно-осадочных отложений мощностью до нескольких километров. Вулканические породы, возраст которых 265 млн. лет [Mittempergher M., 1970], представлены лавами, туфами, игнимбритами кислого состава. Они слагают толщи мощностью до 1 км, редко более, переслаивающиеся с обломочными осадками континентального и озерного происхождения. Наиболее интенсивно вулканические процессы и сопровождающее их урановое оруденение проявились вдоль зоны субширотного Юдикария-Пустертальского линеамента, контролирующего Южноальпийско-Люблянскую систему наложенных депрессий.

Сульфидно-настурановые месторождения района — Новацца, Валь-Жанна и др. — тяготеют к крупным долгоживущим глубинным разломам и системам их оперения. Они располагаются в метасоматически измененных вулканических породах — окремненных, серицитизированных, карбонатизированных кислых туфах и игнимбритах. Вдоль рудоносных зон развиваются адуляр, альбит, хлорит. Рудные тела имеют пластообразную форму; рассеянная урановая минерализация нередко встречается также в зонах крутопадающей трещиноватости среди игнимбритов липаритового состава. Главнейший урановый минерал — настуран, он заполняет микротрещины либо образует вкрапленность в измененных пирокластических породах [Locardi E., Pantanetti F., 1976; Mittempergher M., 1970].

Урановая минерализация ассоциирует с разнообразными сульфидами — сфалеритом, арсенопиритом, пиритом, марказитом, халькопиритом. Для руд месторождения Валь-Жанна характерно

присутствие гематита; в крутопадающих рудных зонах появляется флюорит.

Месторождения Ломбардского урановорудного района рассматриваются как низкотемпературные гидротермальные; некоторые исследователи допускают их эксгальционно-осадочное происхождение. Считается, что температура рудообразования здесь составляла 80—100° С. [Mittempergher M., 1970].

В вулканогене Британской Колумбии (Западно-Американский вулканический пояс) процессы уранового рудообразования развиваются в докембрийских структурах, активизированных в позднем палеозое. Фундамент вулканогена сложен высокометаморфизованными породами докембрийского (гренильского?) комплекса Шусвап, которые образуют структуры типа гранито-гнейсовых куполов [Хаин В. Е., 1971]. Позднепалеозойские гранитоиды с возрастом 360—310 млн. лет и эффузивы кислого, с повышенной щелочностью, состава тяготеют к зонам крупных долгоживущих нарушений северо-восточного направления. Урановое оруденение на месторождении Рекспар локализуется вдоль тектонического контакта трахитов и их туфов с метаморфическими комплексами фундамента. Рудовмещающие породы представлены в основном брекчированными туфами; они замещены агрегатом пирит-серицит-флюоритового состава, содержащим прожилки и вкрапленность уранинита, ураноторита, апатита, целестина, различных карбонатов. Урановая минерализация сопровождается титановой [Ružička V., 1971; Хейнрих Э. У., 1962].

Районы с мезозойским урановым оруденением тяготеют к вулканогенам, в строении которых участвуют эффузивно-пирокластические и эффузивно-осадочные образования «контрастной» базальт-липаритовой ассоциации, закономерно завершающей формирование вулканогенно-интрузивных СФК. Более ранние члены таких СФК представлены обычно интрузиями гранит-лейкократовой и гранодиорит-гранитовой формаций, иногда вулканитами андезит-дацитовой формации.

В мезозойских урановорудных районах интрузивный и эффузивный магматизм развивается на древнем фундаменте, сложенном преимущественно докембрийскими интрузивно-ультраметаморфическими породами — гранитами и гранито-гнейсами, а также позднепротерозойско-раннепалеозойскими терригенными отложениями миогеосинклинального ряда. В блоках докембрийской консолидации, которые могут рассматриваться как краевые срединные массивы, исключительно интенсивно и неоднократно, в докембрии — раннем и позднем палеозое, проявлялись процессы региональной гранитизации, приводившие к образованию массивов авто- и аллохтонных гранитоидов.

На первых стадиях развития мезозойского магматизма внедрялись многочисленные массивы умеренно кислых гранитоидов, сопровождаемые вулканитами андезит-дацитового ряда и месторождениями свинца и цинка, иногда молибден- и оловосодержащими; локальное развитие получили интрузии гранит-лейкократовой фор-

мации и связанные с ними вольфрамовые (иногда с молибденом и оловом) рудные концентрации.

В конце юры — начале мела на гетерогенном, достигшем высокой степени консолидации, интенсивно гранитизированном субстрате формируются вулкано-тектонические структуры кальдерного типа, сложенные эффузивными и эффузивно-осадочными образованиями, объединяемыми в базальт-липаритовую ассоциацию. Разрез последней в общем случае имеет двучленное строение. В нижней части развиты покровы базальтов, андезитов, андезитобазальтов, разделенные прослоями конгломератов, гравелитов, песчаников, нередко обогащенных остатками углефицированной органики. В верхах разреза преобладают лавы и пирокласты липаритов, фельзитов, трахидацитов. Залегание пород в палеокальдерах близко к горизонтальному, оно незначительно нарушается лишь вблизи зон дугообразных и радиальных разломов. Последние также контролируют размещение экструзий, субвулканических тел и даек фельзитов, липаритов, трахидацитов, андезитов. Мощность отложений, соотношения вулканитов различного состава и разной фациальной принадлежности между собой и с вулканогенно-осадочными образованиями резко различаются даже в различных секторах одних и тех же вулкано-тектонических структур (палеокальдер). Меловому этапу развития отвечают широко распространенные молибден-урановые (часто флюоритсодержащие) и флюоритовые месторождения.

Глубинное строение мезозойских УРР расшифровывается с большим трудом и, как правило, неоднозначно; это объясняется крайней нечеткостью глубинных границ раздела. В целом районы характеризуются пониженным магнитным полем и резко дифференцированным полем силы тяжести. Гравитационные максимумы и минимумы отражают главным образом распространение на глубину и по латерали разнотипных, в основном интрузивно-ультрамаморфических докембрийских и палеозойских, образований фундамента вулканогенов, в меньшей степени мезозойских магматических формаций.

Главная радиогеохимическая особенность районов — это сильная дифференциация и общий повышенный фон содержаний радиоактивных элементов как в породах фундамента, так и в вулканитах вулканогенно-интрузивных СФК. Так, в одном из районов средние содержания урана и тория в протерозойских и палеозойских гранитах и гранито-гнейсах составляют соответственно 6,9 и 48 г/т, в юрских лейкокаратовых гранитах — 17 и 56 г/т; в позднепротерозойско-раннепалеозойских углистых и углисто-кремнистых сланцах содержания урана варьируют от 3 до 100 г/т. Кислые вулканиты юрско-меловой базальт-липаритовой ассоциации содержат в среднем 6,2—8 г/т урана и 32—61 г/т тория. Для них характерна тенденция к накоплению радиоактивных элементов в стекловатых разностях, в поздних экструзиях и субвулканических телах.

Разрывная тектоника играет важнейшую роль в мезозойских УРР. В некоторых из них можно выделить [Рудные месторожде-

ния СССР, 1974; Казанский В. И. и др., 1978] несколько групп разрывов: 1) прямолинейные тектонические швы и системы сближенных трещин преимущественно продольной, реже поперечной ориентировки, унаследованные от долгоживущих глубинных разломов фундамента; большая их часть пересекает весь разрез вулканитов, некоторые интенсивно проявлены лишь в определенных пачках и горизонтах; 2) дугообразные разломы, связанные с процессами кальдерообразования; к ним тяготеют экструзии, субвулканические тела и дайки кислого и среднего состава; 3) пологие межформационные нарушения, развивающиеся преимущественно в горизонтах осадочных пород или в их контактах с горизонтами эффузивов. Происхождение значительной части разрывных нарушений обусловлено явлениями гравитационного уплотнения и пепловой контракции вулканокластических толщ. Иногда наблюдается несовпадение структурного плана деформаций в гранитоидном фундаменте и в вышележащих вулканогенно-осадочных отложениях, что может быть вызвано экранирующим влиянием мощных покровов андезито-базальтов, «гасящих» крупные долгоживущие разломы фундамента и в то же время генерирующих «бескорневые» разломы в толще вулканитов.

Урановое оруденение локализуется в зонах тектонических нарушений среди гранитов фундамента и в вулканогенно-осадочных отложениях.

Морфологические типы рудных тел на месторождениях достаточно разнообразны. По данным Л. П. Ищуковой, Ф. И. Вольфсона, В. И. Казанского и других исследователей, это сложные системы жил, линейные штокверки, пластообразные залежи, единичные жилы в зонах дробления (Рудные месторождения СССР, 1974; Месторождения урана..., 1976). Для рудных залежей, размещающихся, как правило, в узлах пересечения разнонаправленных разломов, характерно широкое разнообразие вмещающих пород: граниты, трахидациты, гравелиты, нередко обогащенные растительным детритом.

Первостепенное значение в рудоконтроле имеет структурный фактор; физико-химические особенности пород; и в первую очередь их эффективная пористость, определяющая морфологию рудных тел и качество руд. Исключительно важным представляется наличие слабопроницаемых горизонтов полого или горизонтально залегающих вулканитов, экранирующих зоны дробления и высокой проницаемости в различных по составу и физико-химическим свойствам породах. Весьма благоприятны для формирования залежей высококачественных урановых руд участки пересечения пологих межформационных нарушений крутопадающими разрывами.

Главнейшими минералами в урановых рудах большинства районов являются настуран, молибденит, иордзит, фемолит, другие сульфиды; характерно наличие существенных количеств флюорита, а в некоторых районах и бериллия в форме бертрандита.

Многостадийный процесс уранового рудообразования, изучавшийся И. В. Мельниковым и др. [Геология и вопросы генезиса...,

1968], обусловлен эволюцией урансодержащих гидротермальных растворов в результате реакции с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. На первых стадиях процесса, когда формировались кварц-альбитовые и кварц-карбонат-гидрослюдистые (аргиллизированные) породы, минералообразование происходило главным образом метасоматическим путем. Тонкодисперсный характер настурана ранних генераций, его ассоциация с гидрослюдой и пиритом, появление силикатов и титанатов урана, развитие натровых метасоматитов свидетельствуют о щелочном характере растворов. В ходе главной рудной стадии, которой предшествовали брекчирование и приоткрытие трещин, были образованы жилы, прожилки, гнезда крупнокристаллических агрегатов рудных и жильных минералов. На этой стадии настуран ассоциирует с кварцем, молибденитом, иордзитом, галенитом, сфалеритом. Настурановые жилы и прожилки, как правило, сопровождаются оторочкой гематитизированных пород. Фиксации минералов молибдена здесь благоприятствовало обильное отложение кварца из кислых растворов. В то же время в альбитизированных породах молибден отсутствует.

В пострудную стадию вначале из щелочных растворов выделились пирит, флюорит, кальцит, а к концу стадии уже из кислых растворов — каолинит и опал. Этой же стадии соответствует кристаллизация берtrandита, антраксолитов, уэвеллита.

В рудных телах, размещающихся в вулканогенно-осадочной толще, подавляющая доля урана сконцентрирована в настуране; наиболее характерным типом рудосопровождающих изменений боковых пород является аргиллизация.

Несколько иначе проявлен рудный процесс в гранитах фундамента. Здесь заметно возрастает роль браннерита и коффинита, появляются урансодержащие апатит и циркон, наблюдается замещение настурана хлоритом. Для рудных зон в гранитах характерно окварцевание, развитие альбит-анкеритовых и шамозитовых прожилков, уменьшение количеств кальцита и флюорита. Урановая минерализация ассоциирует с клейофаном, галенитом, пиритом, марказитом. Кислородный коэффициент настурана здесь заметно выше — в нем содержится до 70% шестивалентного урана.

Особенности вещественного состава руд свидетельствуют о фторидно-гидрокарбонатном характере рудообразующих гидротермальных растворов. По данным изучения декрепитации различных минералов температура рудообразования падала от 240—280° С (выделение дорудного криптокристаллического кварца с пиритом) до 180—210 (выделение гребенчатого кварца с настураном), 160—180 (выделение позднего флюорита с кварцем) и до 120—150° С (выделение пострудного флюорита и кальцита).

Возраст оруденения в мезозойских УРР, определяемый свинцово-урановым методом, 100—143 млн. лет [Казанский В. И., Лавров Н. П., Тугаринов А. И., 1978].

Районы с кайнозойским урановым оруденением известны в Западно-Американском вулканическом поясе, где приурочены к тре-

тичным вулканогенам северного сегмента пояса; локальные проявления оруденения установлены также в отдельных фрагментах Восточно-Азиатского и Евразийского вулканических поясов [Hayashi S., 1970].

Урановорудный район Мэрисвейл [Керр П. Ф., 1973] расположен в пределах вулканогена Скалистых гор, сформировавшегося в ходе кайнозойской ТМА структур плато Колорадо и его складчатого обрамления.

В фундаменте урановорудного района широко распространены терригенно-карбонатные формации каменноугольного — юрского возраста (Кайбаб, Моенкопи, Шайнарамп, Чинл, Навахо, Кармел и др.), во всех отношениях аналогичные рудомещающим толщам Колорадской урановорудной области, но содержащие лишь локальные скопления бедных урановых руд.

Кайнозойский (неогеновый) вулканогенно-интрузивный комплекс в районе Мэрисвейл образовался в три стадии: 1) формирование вулканокластической толщи андезит-дацитового состава (серии Буллион, Каньон) мощностью около 1 км и возрастом немного более 25 млн. лет; 2) внедрение близповерхностных интрузий монзонитов, кварцевых монзонит-порфиров и мелкозернистых аплитовидных гранитов возрастом около 25 млн. лет; 3) излияния липаритовых лав серии Маунт-Белкнап мощностью до 0,5 км и возрастом 18 млн. лет. Среди покровов липаритов и липаритовых порфиров встречаются дайки и крутопадающие тела с секущими контактами, центриклинальной флюидалностью и брекчиевыми текстурами. Последние, по-видимому, могут рассматриваться как некки, жерловины и экструзивные купола.

Урановые месторождения района (Клайс, Фридом, Проспектор, Буллион-Монарч и др.), детально охарактеризованные в работах Б. Шарпа и Д. Эверхарта [Материалы..., 1958], Э. У. Хейнриха [1962] и П. Ф. Керра [1973], могут быть отнесены к флюорит-молибденит-(иордизит-)настурановому минеральному типу. Рудные тела, представляющие собой тонкозернистый агрегат урановой смолки, флюорита, пирита, молибденита (иордизита), марказита, локализируются в зонах разломов северо-восточного простирания, секущих кварцевые монзониты, граниты, липариты. Преобладают жильные рудные тела простой либо ветвящейся формы; иногда в них развиваются рудные столбы, приуроченные к узлам пересечения разнонаправленных нарушений. Среди липаритов встречаются линзообразные рудные залежи. Наиболее богатые руды размещаются в липаритах, непосредственно над контактами с кварцевыми монзонитами.

Характерным рудосопровождающим процессом на урановых месторождениях района Мэрисвейл является многостадийная аргиллизация, предшествовавшая выделению урановых минералов, флюорита, пирита [Керр П. Ф., 1973]. Месторождения эти могут рассматриваться как эпитермальные, сформированные в условиях умеренных глубин [Хейнрих Э. У., 1962].

Урановорудный район Сьерра де Пенья Бланко расположен в центральной части Центральноамериканского вулканогена, где палеогеновый наземно-вулканогенный СФК развивается на фундаменте, сложенном метаморфизованными песчано-сланцевыми отложениями карбона — перми.

Урановые месторождения района принадлежат к сульфидно-настурановому минеральному типу. По условиям локализации оруденения они подразделяются на три группы: 1) Эль Нопаль — наиболее важные месторождения Нопаль-II, Нопаль-III и др., где урановая минерализация (настуран, гуммиты, уранофан, соддиит) совместно с пиритом, флюоритом тяготеет к контакту туфовой и игнимбритовой толщ формации Нопаль. Рудные тела сопровождаются широкими ореолами аргиллизированных пород. Наиболее богатые руды приурочены к игнимбрикам; 2) Эль Пуэрте — месторождения, где вкрапленная урановая минерализация развивается в послонных зонах среди горизонтов игнимбритов, распространены в северной части района; 3) Лас Маргаритас — месторождения, характерные для центральной части района; урановая смолка, ассоциирующая с пиритом и вторичными минералами урана. Для зоны окисления урановых месторождений района Сьерра де Пенья Бланко характерно развитие карнотита и тюямунита. Месторождения района считаются низкотемпературными гидротермальными, сформированными в условиях небольших глубин.

Анализ главнейших особенностей УРР рассматриваемого типа позволяет наметить некоторые закономерности их формирования и размещения. Для наземно-вулканогенных и вулканогенно-интрузивных СФК в ураноносных вулканогенах характерно направленное развитие магматизма. В результате на заключительных стадиях появляется специфический набор геологических формаций и ассоциаций — гранит-лейкогранитовая, аляскитовая, андезит-липаритовая, базальт-липаритовая. Устанавливается отчетливая тенденция к накоплению урана и сопутствующих ему в рудном процессе элементов (молибдена, свинца, мышьяка и др.) в наиболее поздних продуктах вулканизма и интрузивного магматизма.

Для формирования УРР в вулканогенах наиболее благоприятен гетерогенный фундамент, в котором жесткие, многократно гранитизированные докембрийские блоки сочетаются с фрагментами геосинклинально-складчатых структур. Важное значение имеет присутствие в фундаменте обогащенных ураном образований, и в первую очередь интрузивно-ультраметаморфических гранитоидов и углисто-кремнистых сланцев. Те и другие могут рассматриваться как источник урана для процессов эндогенного уранового рудообразования.

Главнейший тип УРМ в районах — низко-среднетемпературные гидротермальные месторождения урановой формации в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания.

УРАНОВОРУДНЫЕ
ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ
ЧЕХЛА ДРЕВНИХ
И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Выявление в последние годы в пределах чехла древних и молодых платформ новых урановорудных провинций и районов с крупными урановорудными месторождениями привлекает внимание к изучению ураноносности платформенных отложений большой группы исследователей.

Вопросам геологического строения и рудоносности этих провинций посвящено много работ. Так, урановорудные месторождения плато Колорадо и Вайомингских депрессий рассмотрены в работах С. Бове [Bowie S., 1970], Р. Найниджера и др. [Nininger R. a. o., 1960], Е. Харшмана [Harshman E., 1970, 1972, 1974]; Е. Нобле [Noble E., 1960], Дж. Патерсона [Patterson J., 1970] и многих других, а месторождения Нигерии — в работах М. Мойала [Moyal M., 1968] и других.

В отечественной литературе в работах В. И. Данчева, Н. П. Стрелянова, П. П. Шиловского [1966], В. И. Данчева, Н. П. Стрелянова [1976], А. И. Перельмана [1968], Е. М. Шмариовича [1973] особенности формирования и вопросы классификации гидрогенных УРМ детально разработаны на примере ряда УРМ и УРО. Перспективы поисков промышленных месторождений в депрессионных зонах многократно обсуждались П. Я. Антроповым [1976].

Рассматривая ураноносность отложений чехла древних и молодых платформ и систем наложенных депрессий, мы можем достаточно убедительно выделить две крупные группы урановых концентраций: 1) сингенетическую, где уран накапливался главным образом одновременно с осадками, 2) эпигенетическую, где концентрация урана обусловлена процессами перераспределения урана после формирования осадков. В первой группе нами рассматриваются лишь наиболее важные и, как сейчас представляется, огромные по масштабам концентрации урана, связанные с фосфоритами и углеродсодержащими черносланцевыми отложениями. Во второй группе УРМ рассмотрены урановорудные провинции и районы с урановорудными формациями, характеризующими различные СФК чехла платформ: 1) УРР с месторождениями в молассоидных отложениях СФК основания платформенного чехла (переходные СФК); 2) УРР с гидрогенными УРМ в угленосных отложениях СФК наложенных депрессий; 3) УРП гидрогенных

месторождений в СФК активизированного чехла древних и молодых платформ и депрессий, связанные с пластовыми окислительными и восстановительными и с грунтовыми окислительными процессами.

Формирование рассматриваемых УРП и УРР относится главным образом к позднему мезозою и кайнозою. Оно обусловлено интенсификацией экзогенных эпигенетических рудообразующих процессов, что в свою очередь связано с дифференциацией тектонических движений, образованием крупных горных сооружений и сопряженных с ними систем предгорных и межгорных депрессий.

Изучая УРП и УРМ, сформировавшиеся в пределах чехла платформ и систем наложенных депрессий в позднем мезозое и кайнозое, мы с большей надежностью, чем для более древних УРП, можем говорить об источниках металла и способах его переноса и осаждения. Процессы метаморфизма, затушевывающие понимание механизма формирования рудных месторождений более древнего возраста, здесь, как правило, отсутствуют либо проявлены незначительно.

Рассматриваемые ниже УРП и УРР характеризуются рядом отличительных признаков, обусловленных геологоструктурными условиями формирования. Вместе с тем комплекс особенностей, устанавливаемых при сравнении УРП и УРР: приуроченность месторождений к определенным тектоническим структурам (активизированным древним и молодым платформам, депрессиям в зонах активизации геосинклиналино-складчатых областей), связь месторождений с определенными геологическими формациями, сходные обстановки рудолокализации, близкие палеоклиматические условия и возраст оруденения, а также однотипный источник рудного вещества (в основном зона гипергенеза) и другие признаки — позволяют группировать эти УРП и УРР.

УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ С СИНГЕНЕТИЧЕСКИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ УРАНА

Провинции ураноносных фосфоритов в осадочных отложениях структурно-формационных комплексов чехла древних и молодых платформ

Главная масса промышленных фосфоритов связана с морскими осадочными формациями различного возраста, которые широко распространены в чехлах древних и молодых платформ. В большинстве своем морские фосфориты и отчасти вмещающие их породы обладают повышенными содержаниями урана. Кроме урана в фосфоритах отмечаются повышенные концентрации фтора, иногда ванадия, редких земель, а также молибдена, меди и ряда других элементов. Торий в фосфоритах, как правило, присутствует в ничтожных количествах [Константинов М. М., Куликова Е. Я., 1960].

Осуществленное за последние годы в ряде стран (США, Израиль, Марокко) рентабельное попутное извлечение урана из фосфоритов показывает, что, несмотря на низкие его содержания, урансодержащие фосфоритоносные формации являются крупным сырьевым резервом атомной энергетики недалекого будущего.

Общим вопросам размещения и происхождения фосфоритов посвящены обобщающие труды А. Д. Архангельского [1927], А. В. Казакова [1950], Г. И. Бушинского [1966, 1969], А. И. Смирнова [1964], Н. М. Страхова [1960, 1962], В. Мак-Келви, Д. Эверхарта и Р. Гаррелса [1958 г.], Р. Шелдона [Sheldon R., 1959, 1964] и других исследователей.

Геотектонические условия образования фосфоритов. Ранее большинство исследователей считали, что фосфоритовые месторождения разделяются на геосинклинальные и платформенные. При этом к геосинклинальным относились пластовые богатые, а к платформенным — преимущественно бедные желваковые фосфориты. Однако сейчас ученые все больше склоняются к мнению, что основная часть промышленно важных месторождений фосфоритов, особенно в мезозое и кайнозое, сформировалась на платформах [Шатский Н. С., 1955; Бушинский Г. И., 1966, 1969; Красильникова Н. А., 1967]. Исключение составляет лишь кембрийская фосфоритоносная формация Каратау, пермская фосфоритоносная формация Скалистых гор и ряд более мелких палеозойских фосфоритоносных бассейнов США, которые некоторые исследователи относят к миогеосинклиналям на окраинах соответствующих платформ.

В целом анализ геотектонических условий образования морских фосфоритов различных геологических эпох показывает приуроченность их к краевым частям стабильных геоструктур — склонам и пологим перикратонным прогибам платформ, обращенным к глубоководным впадинам морей и океанов соответствующих геологических эпох. Отмечается угнетенность или полное отсутствие фосфоритообразования в пределах мобильных геоструктур геосинклинального или орогенно-активизационного типа, характеризующихся большими скоростями и градиентами осадконакопления, обилием терригенного материала и интенсивными проявлениями вулканизма.

Главные эпохи фосфоритообразования. Накопление морских урансодержащих фосфоритов в истории Земли происходило неоднократно с рифея до антропогена и охватывало в отдельные эпохи громадные территории [Красильникова Н. А., 1967]. Выделяются пять главных эпох промышленного (по современным кондициям) фосфоритообразования, которым соответствуют обособленные крупные провинции:

1) позднерифейско-кембрийская эпоха, проявленная главным образом в пределах Китайской (Таримской) платформы и ее непосредственного обрамления;

2) пермская эпоха, наиболее ярко выраженная на западе Североамериканской платформы (провинция Скалистых гор);

3) позднеюрско-раннемеловая (меловая) эпоха, давшая фосфориты Восточно-Европейской (Русской), Западно-Европейской и Бразильской (Перу, Мексика) платформ;

4) позднемеловая — палеогеновая эпоха, проявившаяся наиболее продуктивно по окраинам Аравийско-Сахарской плиты (Средиземноморская и Приатлантическая провинции);

5) поздненеогеновая эпоха, к которой относятся крупные запасы вторичных фосфоритов на юго-восточной окраине Североамериканского континента (провинция Флорида).

Эпохами наиболее интенсивного фосфоритообразования как по площади, так и по продуктивности являются пермская и позднемеловая — палеогеновая, в месторождениях которых сосредоточено более $\frac{3}{4}$ мировых запасов фосфоритов.

Группы фосфоритоносных формаций. Н. С. Шатским [1955] выделяются две основные группы платформенных осадочных формаций, вмещающих главную массу промышленных залежей фосфоритов: терригенно-карбонатная и глауконитовая. Группы формаций различаются характерными литологическими парагенезисами и типами фосфоритов*, преимущественной приуроченностью к определенным эпохам и провинциям, экономическим значением в отношении фосфора и урана.

Фосфоритоносные формации терригенно-карбонатной группы представляют собой мелководно-морские образования, которые в латеральных рядах обычно размещаются между карбонатными формациями открытого моря и континентальными красноцветными и пестроцветными формациями. Особенно широко они развиты в позднем мелу — палеогене Северной Африки и Аравии, где к ним приурочены богатейшие месторождения высококачественных ураноносных зернистых фосфоритов.

Фосфоритоносные формации глауконитовой группы являются мелководными морскими образованиями и характеризуются фосфоритами преимущественно желвакового типа. Широкого развития и фосфоритоносности они достигают в середине мезозоя на территории платформ, располагающихся севернее Тэтиса и отчасти на Североамериканской платформе [Шатский Н. С., 1955]. Наибольшей фосфоритоносностью отличается терригенно-карбонатный парагенезис.

Палеогеографические условия образования размещения фосфоритоносных формаций и генезис фосфоритов. Рассматривая размещение групп фосфоритоносных формаций позднемеловой — палеогеновой эпохи — одной из эпох наивысшего расцвета фосфоритоносности в истории Зем-

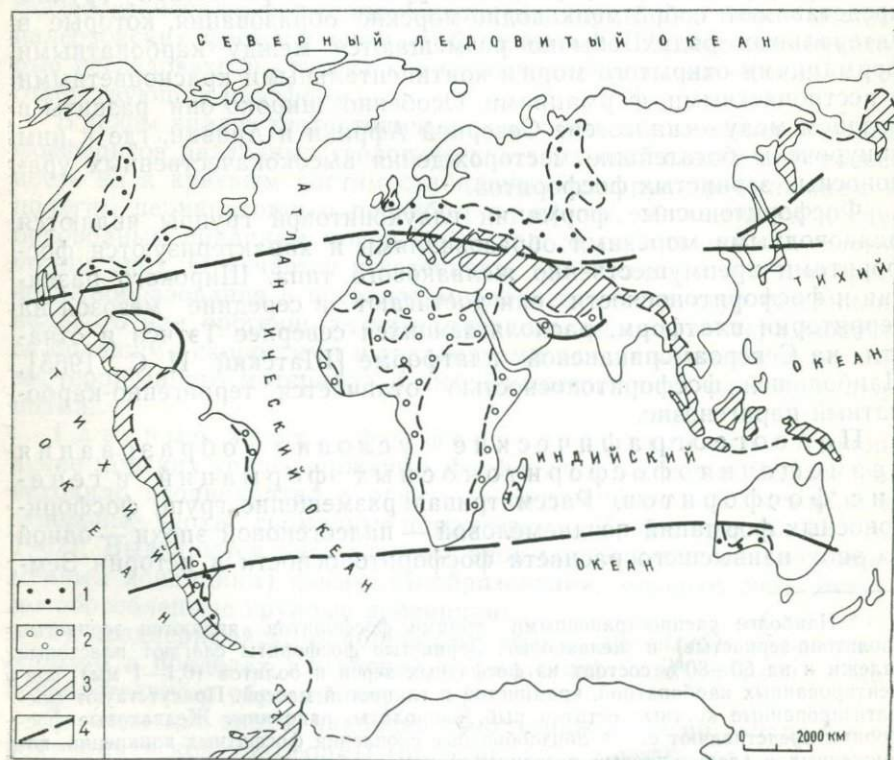
* Наиболее распространенными типами фосфоритов являются зернистые (оолитово-зернистые) и желваковые. Зернистые фосфориты слагают пластовые залежи и на 50—80% состоят из фосфатных зерен и оолитов (0,1—1 мм), сцементированных карбонатной, кремнистой и глинистой массой. Присутствуют фосфатизированные костные остатки рыб, капролиты, раковины. Желваковые фосфориты представляют собой линзообразные скопления фосфатных конкреций, погруженных в глауконитовый песчаный или карбонатный цемент.

ли, Н. С. Шатский [1955] вывел закон горизонтальной климатической зональности, получивший затем подтверждение в работах Н. М. Страхова [1960], Н. А. Красильниковой [1967] и других исследователей. В этом периоде он выделяет субширотный Средний пояс развития фосфоритоносной терригенно-карбонатной кремнистой группы формаций (между 30—40° северной и 30° южной широты) и симметрично по отношению к нему расположенные Северный и Южный пояса развития фосфоритоносных формаций глауконитовой группы (рис. 23). Терригенно-карбонатные формации с пластовыми зернистыми фосфоритами свойственны аридно-экваториальному поясу, а глауконитовые формации с желваковыми фосфоритами — более влажным (гумидным) условиям более высоких и более умеренных широт [Шатский Н. С., 1955].

Глобальная климатическая зональность размещения фосфоритоносных формаций в значительной мере корректируется геотек-

Рис. 23. Размещение платформенных фосфоритоносных формаций в позднем мезо — палеогене [по Н. С. Шатскому, 1955].

Пояса распространения фосфоритоносных формаций: 1 — глауконитовых (гумидных), 2 — терригенно-карбонатных (аридных); 3 — мобильные пояса; 4 — примерные границы между поясами.



тоническими факторами. Согласно представлениям Н. С. Шатского [1955], Г. И. Бушинского [1966], Н. М. Страхова [1960, 1962], А. И. Смирнова [1964], Р. Шелдона [Sheldon R., 1964] и других исследователей, фосфориты отлагались в мелководных морских эпиконтинентальных бассейнах, заливах и проливах, связанных с обширными и глубоководными морями (океанами). Благоприятным для формирования крупных и богатых залежей является сравнительно устойчивый тектонический режим с медленным погружением дна бассейна.

Значительность, а для ряда эпох грандиозность размаха фосфоритообразования заставляет предполагать в качестве источников вещества геологические явления того же масштаба. Подобным источником, вероятнее всего, служили синхронные вулканические пояса, поставившие материал как водным (постоянные течения), так и воздушным (пеплопады) путями. Исследования Н. С. Шатского [1955], Н. Г. Бродской [1974] и ряда других исследователей подтверждают правильность этого эмпирического вывода. Для поздне меловой — палеогеновой эпохи фосфоритообразования указанную роль несомненно играли ларамийские трансконтинентальные вулканогенные пояса активизации. Весьма важна в морском фосфоритообразовании роль биогенного фактора, что подтверждается отсутствием или незначительным развитием фосфоритов в дорифейское время, когда органическая жизнь была развита слабо. Небольшое число крупных фосфоритоносных провинций на территории континентов подтверждает необходимость сочетания целого ряда благоприятных условий для их образования, в том числе тектонических, палеогеографических, экологических.

Ураноносность фосфоритов. Основными носителями урана среди осадочных фосфоритов являются морские платформенные фосфориты. На долю континентальных фосфатных образований приходится лишь 0,6% ураноносных фосфоритов [Островская Г. Я., 1974]. Содержание урана в фосфоритах обычно составляет первые тысячные доли процента и не превышает 0,01—0,03%, в связи с чем рентабельным, да и то лишь в некоторых случаях, является лишь попутное извлечение урана при химической переработке сырья.

В настоящее время установлены наиболее общие закономерности, касающиеся сравнительной ураноносности основных групп фосфоритоносных формаций. Относительно высокие содержания урана в фосфоритах и крупные его запасы свойственны терригенно-карбонатной кремнистой группе. Фосфориты глауконитовой группы формаций характеризуются ничтожной ураноносностью.

Для группы терригенно-карбонатных фосфоритоносных формаций, особенно в провинциях мезозойского и кайнозойского возраста, отмечается [Островская Г. Я., 1974] различная ураноносность фосфоритов из разных литологических парагенезисов (табл. 5).

Закономерной для фосфоритоносных формаций этой группы считается [Островская Г. Я., 1974] несколько более высокая ура-

Содержание урана в литологических парагенезисах

Литологические парагенезисы (возраст)	Страны	Максимальные содержания, %
Существенно кремнистый (Р)	США	0,03
Мергельно-известняковый (К ₂ -Р)	Алжир, Тунис, Марокко	0,01—0,03
Терригенный (К)	Нигерия, Сенегал	0,01—0,02
Кремнисто-терригенный (К ₂)	Египет	0,01
Известняковый (К ₂)	Израиль, Иордания	0,005—0,01

ноносность фосфоритов молодых, отчасти активизированных платформ по сравнению с древними.

Ураноносность фосфоритов глауконитовой группы формаций, как уже было отмечено, весьма незначительна, хотя они также отличаются от вмещающих пород несколько повышенной радиоактивностью [Козлов А. А., 1976]. Из трех основных литологических парагенезисов глауконитовой группы лишь в опоково-глауконитовом (мел Парижского и Бельгийского бассейнов) выявлены повышенные концентрации урана, не представляющие, правда, практического интереса. Наиболее распространенный — терригенно-глауконитовый — парагенезис почти не содержит урана.

Главным носителем урана в фосфоритах, по общему мнению, являются фосфаты кальция типа карбонат-фторапатита, в кристаллическую решетку которых уран и фтор входят изоморфно [Мак-Келви В. и др., 1959 г.; Константинов М. М., Куликова Е. Я., 1960; Бушинский Г. И., 1966, и др.]. При этом уран, а также сопутствующие ему редкие земли замещают кальций, а фтор — группу ОН [Бушинский Г. И., 1966]. Установлено, что содержание урана в карбонат-фторапатите морских фосфоритов колеблется от 2 ± 1 до 50 атомов на 1000 элементарных ячеек [Гавшин В. М. и др., 1974]. Минимум соответствует нормальной концентрации урана в морских водах, а максимум, вероятно, связан с постдиагенетическим насыщением фосфата ураном.

Для ураноносных зернистых пластовых фосфоритов установлена тенденция к линейному соотношению урана и фосфора [Мак-Келви В. и др., 1958; Наумов Г. Б. и др., 1963], хотя наиболее обогащенные фосфатом слои не обязательно содержат максимум урана. Значительные вариации в содержаниях урана и отклонения от линейной корреляции с фосфором объясняются, вероятно, не столько концентрацией урана в водах, сколько резкими колебаниями физико-химических параметров среды накопления (рН, Eh и пр.), которые в большинстве случаев были далеки от оптимальных [Visse L., 1954; Батулин Г. Н., 1973]. Обратной пропорциональной зависимостью связаны концентрации урана и углекислоты, причем содержание урана резко падает при повышении количества угле-

кислоты до 2% и более, независимо от концентрации окиси фосфора. Вероятно, в связи с этим фосфатные стяжения в известняках не ураноносны [McKelvey V. a. o., 1956].

Несомненно, что определенное влияние на ураноносность фосфоритов имеет содержание органического вещества. В образовании богатых концентраций урана значительная роль принадлежит процессам вторичной мобилизации и концентрации в зоне гипергенеза [Смирнов В. И., 1963]. Наиболее известными и промышленно важными провинциями ураноносных зернистых фосфоритов являются провинции Скалистых гор, Средиземноморская и Флорида.

Фосфоритоносная провинция западных штатов США и Канады представляет собой пояс протяженностью более 1500 и шириной 100—400 км, вытянутый в субмеридиональном направлении вдоль восточного края Скалистых гор от района Бенф в Канаде до хр. Юинта в США. Провинция является одной из крупнейших в мире по запасам фосфоритов*, с которыми связаны также промышленные скопления урана, ванадия, редких земель, нефти.

Продуктивной в провинции Скалистых гор является пермская осадочная формация, известная в американской геологической литературе под названием Фосфория. Провинция объединяет ряд крупных по площади фосфоритоносных бассейнов, группирующихся в две полосы: главную — западную и второстепенную — восточную. Западная полоса включает (с севера на юг) бассейны: Банф (Канада), Максвилл-Диллон (Монтана, США), Тетон, Портнеф-Рандольф (Айдахо, Вайоминг, США), Юинта (Юта, США). Восточная полоса включает бассейн Лендер (Вайоминг, США).

Геологическое строение провинции и особенности фосфоритовых залежей хорошо известны по работам американских геологов — Г. Мансфилда [Mansfield G., 1927], В. Мак-Келви и Л. Карсвелла [McKelvey V., Carswell L., 1956] и других, а также по обобщающим работам советских геологов — Н. С. Шатского [1955] и в особенности по сводке Г. И. Бушинского [1969], в которой обобщены данные по геологии, минералогии, геохимии формации Фосфория и сделаны выводы об условиях фосфатонакопления и закономерностях размещения фосфоритов и сопровождающих их других полезных ископаемых.

Тектоническое и палеогеографическое положение пермского фосфоритоносного пояса Скалистых гор определено Е. В. Орловой [1951] и Г. И. Бушинским [1969]. Он расположен на материковом склоне северо-западной части Североамериканской платформы. Область пермского фосфатонакопления (рис. 24) располагалась в восточной части эпиконтинентального морского бассейна, в 100—200 км западнее береговой линии. Бассейн фосфатонакопления был отделен от расположенного западнее Большого морского бассейна барьером — островным поднятием. В западной части перм-

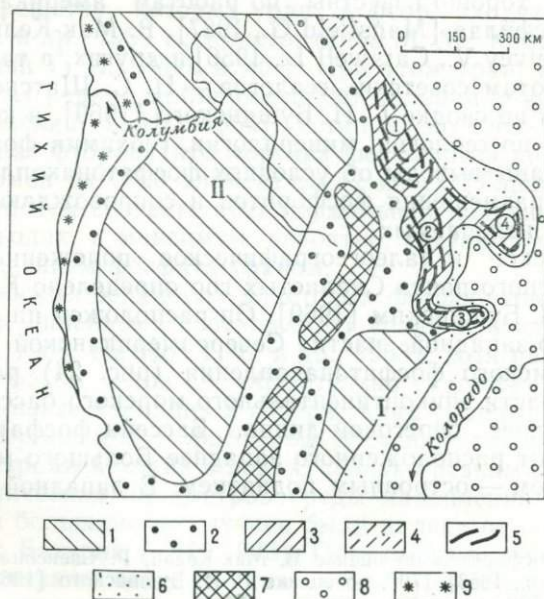
* Запасы фосфоритов по оценке В. Мак-Келви, Р. Свенсона и Р. Шелдона [McKelvey V. a. o., 1953] — 1700, по оценке Г. И. Бушинского [1969] — 600 млрд. т на длину пояса 700 км.

ского морского бассейна Северной Калифорнии в субмеридиональном направлении протягивался вулканический пояс Кордильер (Антлер-Сонома), являющийся источником вулканического материала. Предполагается, что бассейн Скалистых гор (Фосфория) сообщался с Большим бассейном лишь через юго-западные и, возможно, северо-западные проливы, что препятствовало прямому и интенсивному поступлению вулканокластического материала в области фосфатонакопления. На юго-востоке бассейн Скалистых гор, вероятно, соединялся с соленосным бассейном Техаса. Расщепление на юге пермского фосфатоносного пояса обусловлено наличием жесткого выступа — докембрийского кристаллического массива плато Колорадо, отделявшего от основного фосфатоносного бассейна два залива — Лендер и Юинта, в которых также происходило отложение фосфатов.

Континент Великих равнин и плато Колорадо представлял собой в пермское время пенеппенизированную область (сушу), которая давала минимальное количество преимущественно тонкого

Рис. 24. Формационно-палеогеографическая схема пермского фосфоритоносного пояса Скалистых гор (по данным Е. В. Орловой [1951]).

Область морского осадконакопления с мощностью осадков: I — до 300, II — от 300 до 3000 м. I — морские вулканогенно-осадочные формации; 2 — морские карбонатные формации; морская фосфоритоносная терригенно-карбонатная формация (фосфорная): 3 — установленная, 4 — предполагаемая; 5 — площади развития фосфоритов; 6 — прибрежная карбонатно-терригенная (пестроцветная) формация; 7 — островные поднятия (полоса Лемхи — Манхеттен); 8 — область суши и локального распространения континентальных красноцветных формаций; 9 — вулканическая область. Фосфоритоносные бассейны (цифры в кружках): 1 — Моррисвилл, 2 — Тетон, 3 — Юинта, 4 — Лендер.



обломочного материала. Более крупный материал поступал лишь с северо-востока, из области Канадского щита (формация Шедхорн).

Продуктивная формация Фосфория по составу является терригенно-карбонатной кремнистой. Характерный для нее набор пород включает черные аргиллиты, кремнистые породы, фосфориты, доломиты, мергели. Формация Фосфория занимает закономерное положение в латеральных рядах формаций краевой части Североамериканской платформы. При замещении формации Фосфория по латерали карбонатными формациями сначала появляются желваковые фосфориты с глаукоцитом, фосфоритовые ракушечники, затем фосфориты полностью исчезают. Весьма характерной чертой формации Фосфория является ее кремнистость*, особенно в северной части пояса, которая максимально сближена с пермским вулканогенным поясом Кордильер.

Нижняя часть формации Фосфория — песчано-глинистая, сложена пестрыми (желтыми, бурыми) песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями кварцитов, битуминозных известняков, доломитов, мергелей и пластами фосфоритов. Породы отличаются повышенной кремнистостью и ванадиеносностью. Мощность ее — до 50—70 м. Фосфориты локализуются главным образом в нижней и верхней фосфоритоносных пачках. Верхняя часть формации — существенно кремнистая, представлена слоистыми кремнями, кварцитами, кремнистыми известняками и песчаниками, пропитанными тонким хемогенным кремнеземом. Мощность ее до 35—70 м.

Все пачки разреза формации содержат большое количество остатков донных морских организмов (мшанки, брахиоподы, кораллы, морские ежи и пр.). По площади и по разрезу формация испытывает значительные изменения литологического состава. Максимум фосфатонакопления (бассейны) приурочен, как правило, к ореолам повышенной глинистости разреза.

Фосфориты формации, как правило, пластовые оолитово-зернистые, по составу карбонат-фторapatитовые с высоким содержанием P_2O_5 (25—38%). Максимальные концентрации фосфоритов (по мощности пластов и содержаниям P_2O_5) наблюдаются на участках резкого возрастания мощности продуктивных пачек (например, в районе Портнеф-Рандольф, юго-восток Айдахо), приуроченных к платформенным прогибам и склонам поднятий.

Фосфориты и вмещающие их породы характеризуются повышенным содержанием органического вещества (от 0,4 до 10—15%): в фосфоритах нижней пачки — 2,31, верхней — 1,75%; среднее содержание — 2,1%. Некоторые слои аргиллитов содержат нефть до 30 л/т. [Бушинский Г. И., 1969].

Фосфориты формации, а также некоторые типы вмещающих пород (аргиллиты) ураноносны. Содержание урана колеблется от

* По А. И. Ирдли [Eardley A., 1951] и Н. С. Шатскому [1955], кремнистые образования формаций имеют вулканогенное происхождение (принос кремнезема морскими течениями). Формацию в целом Н. С. Шатский относит к группе «отдельных кремнистых».

тысячных долей процента до 0,028%. Мощность ураноносных горизонтов 0,6—4 м, протяженность — десятки километров [Sheldon R., 1959]. Запасы урана в Западном Вайоминге и части Восточного Айдахо (бассейн Портнеф-Рандольф), по подсчетам Р. Шелдона, до глубины 1,5 км составляют более 1 млн. т. Запасы урана в фосфоритах штата Монтана (бассейн Максвилл-Диллон), по данным Р. Свенсона, около 0,4 млн. т при запасах фосфоритов с содержанием P_2O_5 18% порядка 28 млрд. т. Подсчет производился до глубины 33 м ниже уровня речных долин [Бушинский Г. И., 1969].

Установлены некоторые закономерности распределения урана: а) содержание урана более 0,01% приурочено только к фосфоритам с $Eh < 0$ и $P_2O_5 > 10\%$ [Sheldon R., 1963 г.]; б) чаще всего рост содержания урана в фосфоритах следует за ростом P_2O_5 , а также органического вещества; фосфорсодержащие породы, в том числе черные сланцы, всегда беднее ураном, чем фосфориты; в) с увеличением мощности пластов фосфоритов возрастает и содержание урана. Кроме урана в фосфоритах и фосфоритсодержащих породах формации в повышенных количествах присутствуют ванадий и редкие земли (группа иттрия, лантана). Содержание ванадия в отдельных слоях колеблется от 0,04 до 0,27% (V_2O_5). Сумма редких земель достигает 536—1550 мг/кг (при кларке 220 мг/кг). В несколько повышенных количествах присутствуют хром, молибден, никель.

В целом формацию Фосфория от фосфоритоносных формаций других крупных провинций отличает относительно высокое содержание органического вещества, урана, ванадия, редких земель и отсутствие прямой зависимости между содержанием малых (сопутствующих) элементов и содержанием фосфора и органического вещества.

Средиземноморский пояс ураноносных фосфоритов располагается в северной части Африканского континента и Аравийского полуострова. Он протягивается в виде широкой ленты длиной более 5 тыс. км и шириной до 200—300 км от побережья Атлантического океана почти до Персидского залива. Фосфоритоносность и ураноносность провинции связаны с верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями платформенного чехла.

На фоне весьма широко проявленной фосфоритоносности мелпалеогеновых отложений Средиземноморской провинции промышленно важные* скопления морских фосфоритов известны в четырех удаленных друг от друга бассейнах площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров (с востока на запад): Аравийском (Восточно-Средиземноморском), Египетском, Алжиро-Тунисском, Марокканском. Эти бассейны объединяют крупнейшие по запасам районы и месторождения высококачественных фосфоритов в Ираке, Сирии, Юго-Восточной Турции, Иордании, Израиле, Егип-

* Промышленными в странах Средиземноморья в настоящее время считаются залежи фосфоритов мощностью более 0,5—1 м с содержанием P_2O_5 более 16—20% [Покрышкин В. И., 1970].

те, Тунисе, Алжире, Марокко. Имеются сведения о наличии фосфоритов в Ливии, Ливане, Саудовской Аравии [Kiss I., 1965; Трофимов Д. М., 1974]. Общие геологические запасы фосфоритов здесь приближаются к 100 млрд. т. Фосфориты Средиземноморской провинции относятся к типу ураноносных благодаря повышенному содержанию в них урана (0,01—0,03%) [Visse L., 1954; Sheldon R., 1964; Островская Г. Я., 1974]. Вероятные запасы урана в фосфоритах, пригодные для попутного извлечения, составляют миллионы тонн.

Петрография и условия формирования марокканских и алжиротунисских фосфоритов рассматривались в работах Л. Виссе [Visse L., 1952 г., 1954]; вопросам генезиса фосфоритов и геологии их месторождений посвящены статьи Я. Бентора, А. Ритмана, Г. Сальвана, К. Арамбура, Р. Шелдона, М. Юссефа [Покрышкин В. И., 1970]. Закономерности размещения месторождений фосфоритов и фосфоритоносных бассейнов подробно рассматриваются в трудах Е. В. Орловой [1951], Н. С. Шатского [1955], М. С. Розина [1957], Ю. Шубера и А. Фор-Мюре [1967], Р. Саида [1965], В. И. Покрышкина [1970] и др.

Тектоническая позиция пояса и входящих в его состав фосфоритоносных бассейнов четко определяется в работах Н. Н. Меньшикова [1956], Р. Фюрона [Furon R., 1960], Э. Кренкеля [Krenkel E., 1957] и особенно Ю. Шубера и А. Фор-Мюре [1967], В. Е. Хаина [1971, 1973].

Согласно представлениям Ю. Шубера и В. Е. Хаина, Средиземноморский пояс приурочен к северной окраине (склону) Аравийско-Сахарской плиты* — Северо-Сахарской зоне опусканий (рис. 25), которая контролировала размещение благоприятных для фосфоритообразования мелководных морских и лагунно-морских отложений мела и палеогена. В частности, Аравийско-Тунисский фосфоритоносный бассейн представлял собой широтный залив (пролив) шириной 50—300 км между Тирренским островным массивом и поднятием Высоких плато.

В размещении структур определенную роль играют выступы фундамента, контролируемые поперечными к ограничению платформы долгоживущими линеаментами типа Средиземноморско-Нигерийского, Красноморского, Пальмирско-Апшеронского. Богатые промышленные залежи ураноносных фосфоритов связаны с плоскими впадинами типа брахисинклиналей и мульд [Покрышкин В. И., 1970]. В большинстве бассейнов и районов фосфоритоносные отложения залегают полого, почти горизонтально (1—7°) и лишь в некоторых зонах Туниса и Юго-Западного Марокко смяты в складки с углами падения до 50—70° и рассечены разломами.

Согласно представлениям Н. С. Шатского [1955] и В. И. Покрышкина [1970], фосфоритоносные отложения провинции принад-

* Здесь имеется в виду северная часть древней Африканской платформы и примыкающая эпибайкальская Аравийская платформа, в значительной мере перекрытые фанерозойским осадочным чехлом.

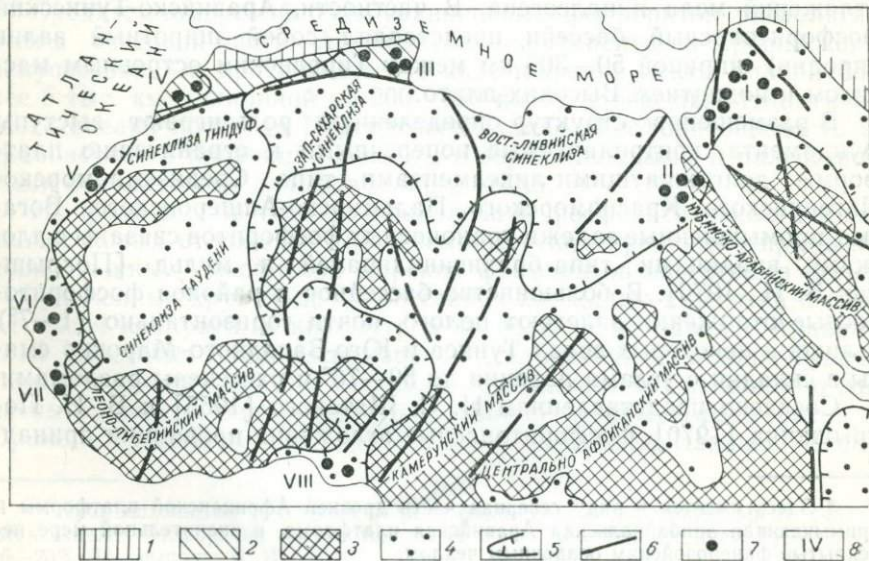
лежат к терригенно-карбонатной кремнистой формации позднего мела — палеогена, являющейся членом единого классически построенного мел-палеогенового регрессивно-трансгрессивного седиментационного цикла. К югу, в направлении Центральносahарского поднятия, отложения формации постепенно, через карбонатную, местами гипсоносную формацию сменяются континентальными красноцветами.

Промышленные пластовые залежи зернистых фосфоритов приурочены к отложениям кампана (Сирия, Египет, Израиль, Турция), маастрихта (Иордания, Сирия, Марокко, Египет), палеоцена (Марокко, Алжир, Тунис) и нижнего эоцена (Марокко, Сирия, Ирак).

В составе фосфоритоносной формации в различных сочетаниях присутствуют известняки (часто кремнистые, глинистые, органогенные), мергели, доломиты, кремнистые породы и фосфориты. Основным литологическим типом фосфоритов на всех месторождениях провинции является зернистый, реже встречаются костяные и желваковые фосфориты. Зернистые пластовые фосфориты характеризуются «удивительным однообразием состава и облика» на

Рис. 25. Тектоническая схема Аравийско-Сахарской фосфоритоносной мегапровинции (по материалам В. Е. Хаина [1971], В. П. Поникарова [1964 г.], В. И. Покрышкина [1970], Д. М. Трофимова [1974] и др.).

1 — Альпийская складчатая область; 2 — эпипалеозойская платформа Атласа; Аравийско-Сахарская плита: 3 — выступы докембрийского фундамента, 4 — позднепротерозойско-фанерозойский осадочный чехол, 5 — контур вероятного распространения прибрежно-морских, лагунных и лагунно-континентальных платформенных отложений мела — палеогена; 6 — крупные разломы; 7 — месторождения фосфоритов; 8 — фосфоритоносные бассейны: I — Аравийский (Восточно-Средиземноморский), II — Египетский, III — Алжиро-Тунисский, IV — Марокканский, V — Западно-Сахарский (Рио-де-Оро), VI — Мавританско-Сенегальский, VII — Гвинеийский, VIII — Нигерийский.



огромных территориях [Покрышкин В. И., 1970]. Характерной чертой пояса является постоянная кремнистость фосфоритоносных ассоциаций (известняково-мергельной, мергельно-глинистой и др.).

Ураноносность этих ассоциаций различна. Максимальные содержания урана (до 0,01—0,03%) отмечаются в фосфоритах мергельно-известняковой ассоциации, свойственной бассейну эпигерцинской платформы Атласа, минимальные (до 0,005—0,01%) — в фосфоритах известковой ассоциации юга Аравийского полуострова [Островская Г. Я., 1974].

На п-ове Флорида (США) известны крупные залежи вторичных ураноносных фосфоритов плиоценового возраста, образовавшиеся за счет разрушения миоценовой первично-фосфоритоносной формации Хауторн. В тектоническом отношении территория фосфатоносной провинции* является реликтом древней платформы, существовавшей на месте Мексиканского залива и Багамских островов. Главной структурой провинции, определяющей размещение фосфатов различных типов, является неоген-четвертичное субмеридиональное куполообразное пологое поднятие, вытянутое более чем на 500 км вдоль западного края полуострова. В этой структуре выведена на поверхность формация Хауторн, служившая главным источником фосфора для знаменитых вторичных залежей морского и континентального происхождения. К морским образованиям относятся фосфоритовые галечники формации Бон Велли, а к континентальным — так называемые твердые фосфориты формации Аячуа.

Формация Бон Велли развивается по южному и восточному флангам поднятия и непосредственно перекрывает формацию Хауторн, а формация Аячуа занимает площади в ядре главного поднятия, где родоначальная формация Хауторн полностью эродирована (рис. 26).

Терригенно-карбонатная (известняково-мергельная) морская формация Хауторн (нижний миоцен) широко развита на п-ове Флорида и перекрывает известняки эоцена — олигоцена. Ее мощность 180 м. Формация сложена пластами песчанистых мергелей, чередующихся с плитами известняков (глинистых и песчанистых), зеленых глин, ракушечников и конгломератов. Почти все породы фосфатизированы и содержат мелкие бурые зерна фосфата или же фосфоритовые конкреции. «Некоторые прослои представляются собой типичные зернистые фосфориты. В обильных фосфоритовых стяжениях заключены кости и зубы рыб, остатки крабов и др. Это типичная ассоциация терригенно-карбонатной формации атласского типа» [Шатский Н. С., 1955, с. 54]. Формация не имеет промышленного значения на фосфор, а ее фосфориты обладают значительно меньшей ураноносностью по сравнению с формацией Бон Велли.

Формация Бон Велли (нижний плиоцен) содержит мощные залежи фосфоритовых галечников, которые представляют собой

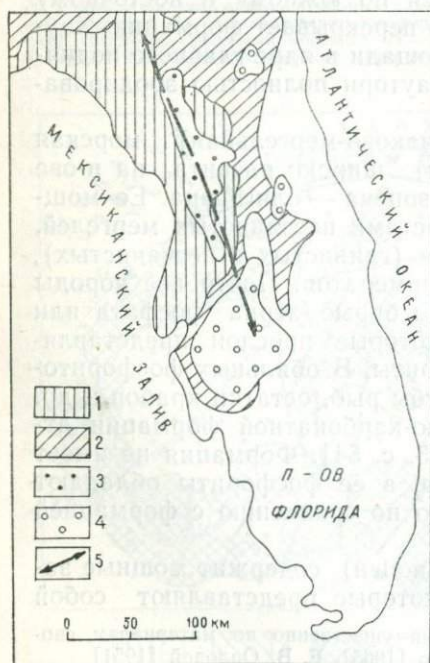
* Характеристика провинции* дается преимущественно по материалам сводок Г. И. Бушинского [1969], Н. С. Шатского [1965], Е. В. Орловой [1951].

пласты, линзообразные залежи глины, песчанистой глины и песка, в различной степени насыщенные фосфатными гальками. В наиболее богатых залежах гальки преобладают над глинами и песками цемента. Залежи галечников обычно подстилаются и перекрываются маломощными слоями (до 6 м) мягких песчанистых, известняковистых и слюдяных глин с редкими фосфатными гальками. Гальки и зерна обычно хорошо окатанные, плоские, размером 0,8—40 мм.

Продуктивность пластов фосфоритовых галечников различна и зависит от их положения относительно форм рельефа кровли формации Хауторн. В понижениях кровли развиты преимущественно мелкозернистые фосфориты с наиболее высоким содержанием P_2O_5 , а на «возвышенностях» — более грубые и мощные фосфориты с относительно низким содержанием P_2O_5 .

Рис. 26. Положение фосфоритонесущих формаций на п-ове Флорида (по данным Е. В. Орловой [1951]).

1 — карбонатная (известняковая) формация эоцена — олигоцена; 2 — терригенно-карбонатная (глинисто-известняково-мергельная) фосфоритосодержащая формация нижнего миоцена (Хауторн); 3 — формация континентальных осадочных фосфоритов плиоцена (Аячуа); 4 — формация морских фосфоритовых галечников (Бон Велли); 5 — ось главного поднятия Флориды.



В целом фосфоритонесущая формация Бон Велли представляет собой результат проявления морской эрозии и последующего субтропического выветривания большой интенсивности.

Формация Аячуа, содержащая залежи так называемых твердых фосфоритов, представляет собой остаточный продукт континентального выветривания формации Хауторн и залегает с размывом на закарстованной поверхности известняков верхнего эоцена. Большое количество остатков наземных животных в отложениях указывает на примерную синхронность ее с формацией Бон Велли (плиоцен — плейстоцен). Формация Аячуа развита на площади 3 тыс. км². Суммарная площадь фосфоритовых залежей составляет около 300 км². Мощность залежей очень непостоянна и изменяется от нескольких сантиметров до 30 м. Кровля фосфоритовых залежей обычно перекрыта грубозернистыми песками мощностью до 15 м. Твердые фосфориты содержат 33—36% окиси фосфора, 3,4—3,9% фтора, 0,01—0,02% ванадия.

Фосфориты Флориды, как правило, ураноносны. Наиболее ураноносны фосфоритовые галечни-

ки Бон Велли, в особенности на участках, где они перекрывают возвышенности кровли формации Хауторн. Максимальные содержания урана (до 0,01—0,02%) отмечаются в нижней части выщелоченной зоны фосфоритоносных отложений, где крадаллит и каолинит присутствуют совместно с апатитом и монтмориллонитом [Мак-Келви В. и др., 1959 г.]. Подобные условия образования богатых концентраций урана отмечаются В. И. Смирновым [1963] также для месторождений Нигерии и Сенегала в Африке.

Основные закономерности размещения и образования ураноносных фосфоритов сводятся к следующему.

1. Фосфоритообразование в истории Земли происходило многократно с рифея до антропогена. Наиболее продуктивными эпохами накопления фосфоритов являлись позднерифейско-кембрийская, пермская, позднемеловая — палеогеновая, позднеогеновая, каждой из которых соответствует одна или несколько крупных провинций широкого развития морских фосфоритоносных формаций.

2. Концентрации урана, наиболее близкие к промышленным (для попутного извлечения), свойственны пластовым зернистым фосфоритам терригенно-карбонатной кремнистой группы.

3. Провинции ураноносных морских фосфоритов приурочены, как правило, к краевым частям стабильных геоструктур — склонам и пологим перикратонным прогибам платформ (зоны шельфа), обращенным к глубоководным впадинам морей и океанов соответствующих эпох. Мобильным геоструктурам эвгеосинклинального или орогенного типа с обилием терригенных осадков и интенсивным вулканизмом свойственны угнетенность или полное отсутствие фосфоритообразования.

4. В пределах провинций фосфоритоносные бассейны и районы приурочены к внутриплатформенным структурам II и III порядка — к плоским прогибам и пологим склонам поднятий, в размещении которых определенную роль играют выступы фундамента. Залежи фосфоритов (месторождения) локализованы в более мелких отрицательных структурах — брахиосинклиналиях, мульдах.

5. Необходимые палеогеографические условия накопления богатых ураноносных фосфоритов: аридность климата, мелководность эпиконтинентальных бассейнов (заливов, проливов, лагун) и связь их с открытыми глубоководными впадинами, значительная подвижность водной среды фосфатоотложения, замедленность седиментации и удаленность от источников грубого обломочного материала.

6. Важную роль в образовании морских ураноносных фосфоритов играют биогенный и вулканогенный факторы. Расцвет органической жизни (биогенный фактор) способствует концентрации фосфора и сопутствующих элементов в придонных водах бассейнов фосфатонакопления, а отдаленные субаквальные вулканогенные пояса (вулканогенный фактор) рассматриваются как один из мощных источников кремния, фосфора и других элементов.

Ураноносные черные сланцы — литифицированные и в разной мере метаморфизованные морские отложения типа сапропелевых тонкоотмученных кластогенных и хемогенных (преимущественно кремнистых) илов, часто с повышенной концентрацией фосфора. В них заключено огромное количество рассеянного сингенетического урана, ванадия, молибдена и других рудных элементов.

Накопление ураноносных отложений рассматриваемого типа происходило в позднепротерозойско-палеозойское время в шельфовых частях обширных морских бассейнов. Образование этих пород было связано с определенными эпохами геологического развития земной коры и в общем плане обусловлено эволюцией органической жизни, причинно связанной с нею этапностью развития геохимических ландшафтов Земли и изменениями условий гипергенной миграции элементов [Альтгаузен М. Н., 1956; Перельман А. И., 1968; Холодов В. Н., 1963].

Области морского осадкообразования, благоприятные для накопления урансодержащих сапропелевых илов, располагались в пределах древних платформ и фанерозойских подвижных поясов. В континентальных структурах земной коры ураноносные черные сланцы платформенного типа широко развиты на территории Североамериканской и других платформ, а геосинклинального типа — в пределах Центральноазиатского и Тихоокеанского подвижных поясов, герцинид Центральной Европы, в структурах складчатого фундамента Австралийской платформы и в зоне сочленения Андийской складчатой области с Южноамериканской платформой.

Рудоносность, вещественный состав и закономерности распространения урансодержащих черных сланцев платформенного типа подробно освещались в литературе на примере диктионемовых сланцев Европы, квасцовых сланцев Швеции и углисто-глинистых сланцев Чаттануга [Альтгаузен М. Н., 1956, 1966; Бейтс Т., Строл Э., 1959; Краускопф К., 1959; Мак-Келви В. и др., 1958; Хейнрих Э. У., 1962, и др.]. Поэтому отметим лишь, что в платформенных толщах мощность горизонтов черных сланцев, как правило, не превышает 10 м, а среднее содержание урана 0,006 (Чаттануга, США) и 0,02% (Швеция). В черносланцевых пачках платформенного типа в резко подчиненном количестве встречаются маломощные прослои и линзы углеродистого вещества (кольма) с концентрацией урана до 0,2—0,3%. В указанных провинциях первично-ураноносные черные сланцы распространены очень широко и образуют месторождения убогих урановых руд с запасами в сотни — первые миллионы тонн урана. Кроме сланцев Ракстада (Швеция), эти породы пока нигде не разрабатываются и рассматриваются как руды будущего.

В фанерозойских складчатых областях, в зонах проявления регионального метаморфизма на уровне не выше фации филлитовых сланцев, ураноносные углеродистые сланцы представлены углеродисто-кремнистыми породами типа фтанитов, филлитовидными уг-

леродистыми сланцами, углеродистыми и углеродисто-фосфатными породами. В более метаморфизованных толщах аналогами этих пород являются черные микрокварциты и графитсодержащие кристаллические сланцы. Они различаются по минеральному составу, текстурным и структурным особенностям и по соотношению породообразующих компонентов. В краткой форме их вещественный состав и строение показаны в табл. 6.

Ураноносные черные сланцы подвижных поясов встречаются в разрезах преимущественно миогеосинклинального типа, ассоциируют с глинистыми и хлорит-серицитовыми сланцами, доломитами, известняками, вулканитами основного состава и местами с фосфоритами пластового типа, образуя пачки переслаивания мощностью от первых десятков до нескольких сотен метров. При переходе в области прибрежных осадков они фациально замещаются алевролитами и песчаниками, а в обратном направлении — карбонатными, фосфатными и вулканогенными отложениями [Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., 1965; Анкинович С. Г., Анкинович Е. А., 1968; Шабалин В. В., 1965].

Специфической особенностью урансодержащих черных сланцев является наличие в них сильно преобразованного органического вещества типа антраколита, иногда в сочетании с фосфатами. В состав органического вещества входят битум А+В (около 0,1%), гуминовые кислоты (следы) и «остаточное органическое

ТАБЛИЦА 6

Основные разновидности черных сланцев фанерозойских складчатых областей

Разновидности пород	Содержание основных породообразующих компонентов, %				Минералогический состав (выделены породообразующие минералы)
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	C _{орг}	P ₂ O ₅	
Углеродисто-кремнистые породы (фтаниты)	75,95	1—10	1—2	1	Кварц, халцедон, углеродистое вещество, роскоэлит, серицит, хлорит, рутил, пирит
Филлитовидные углеродисто-сланцевые сланцы	40—75	10—20	1—5	<1	Кварц, хлорит, серицит, роскоэлит, тремолит, углеродистое вещество, полевые шпаты, пирит, рутил
Углеродистые породы	20—60	5—15	20—70	~1	Кварц, углеродистое вещество, серицит, хлорит, рутил, пирит
Углеродисто-фосфатные породы	10—30	20—40	10—20	10—30	Кварц, апатит, горсейксит, сванбергит, углеродистое вещество, серицит, хлорит, пирит

вещество» (99,9%). Элементарный состав последнего: $C = 97 \div 98\%$, $H = n(0,1 \div 1,0)\%$, $(O+N) = 1,0 \div 1,5\%$ и $S \sim 0,1\%$.

Закономерности распределения сингенетичного урана и сопутствующих рудных элементов в черных сланцах фанерозойских подвижных поясов изучены недостаточно. По наблюдениям в отдельных районах большая часть сингенетичного урана находится в рассеянном состоянии в минералогически не выраженной форме и заключена в пороодообразующем углеродистом веществе. Незначительное количество урана иногда присутствует в виде дисперсных выделений настурана.

Важнейшей геохимической особенностью черных сланцев является строго упорядоченное распределение сингенетичного урана в ряду осадочных пород. Среднее содержание урана увеличивается от песчаников и алевролитов к филлитовидным черным сланцам, достигает максимума в углеродистых породах и затем уменьшается в кремнистых породах и известняках. Аналогичное распределение свойственно также органическому углероду.

Между концентрацией урана и органического углерода существует прямая количественная зависимость. Содержание урана в черных сланцах разных районов неодинаково и в зависимости от концентрации органического углерода варьирует от первых тысячных долей процента до 0,08%. В породах, обогащенных фосфором, обычно отмечаются урансодержащие фосфаты типа горсейкита и сванбергита. При наличии этих минералов концентрация урана в черных сланцах достигает 0,1—0,2% даже при сравнительно небольшом количестве органического углерода. В карбонатсодержащих черных сланцах содержание сингенетичного урана, как правило, незначительно.

Наряду с ураном и элементами, которые являются основными компонентами пороодообразующих минералов (Si, Al, Fe, Ca, Mg, Mn, Na, K, S, P и S), черные сланцы обогащены ванадием, молибденом, редкими землями, барием, стронцием в количестве $n(0,001 \div 1,0)\%$, никелем, медью, цинком, селеном, хромом, титаном — $n(0,01 \div 0,1)\%$, свинцом и мышьяком — $n(0,001 \div 0,01)\%$, серебром и рением — $n(0,0001 \div 0,001)\%$. В повышенной концентрации, но не во всех разновидностях черных сланцев отмечаются кобальт, кадмий, цирконий, бериллий, олово, галлий, скандий, таллий, сурьма, висмут, бор, селен. Подобно урану, ванадий, молибден, редкие земли, медь, свинец, олово, хром, в меньшей степени никель, кобальт, барий и, возможно, рений характеризуются таким же упорядоченным распределением в разных типах пород черносланцевых толщ.

Необходимо подчеркнуть, что во всех разновидностях черных сланцев, за исключением углеродисто-фосфатных пород, значительная часть урана (60% и более) и в меньшей мере других рудных элементов находится в легко извлекаемой форме. Об этом свидетельствуют опыты по выщелачиванию урана, ванадия и молибдена из черных сланцев, баланс вещества при выветривании и

повышенная ураноносность подземных трещинных вод в районах развития черных сланцев.

Повышенная ураноносность черных сланцев и значительное количество в них подвижного урана создали предпосылки для возникновения эпигенетических урановородных концентраций. В связи с этим в черносланцевых толщах фанерозойских складчатых областей наряду с убогим осадочным оруденением встречаются эпигенетические концентрации, образование которых было связано с мобилизацией и перераспределением рассеянного урана и других элементов.

Установлено, что эпигенетическое перераспределение происходило в связи с эндогенными и экзогенными рудообразующими процессами в разные периоды геологического развития и в разных геохимических обстановках. Эндогенное перераспределение урана было связано с метаморфогенным (?) и гидротермальным преобразованиями первично-ураноносных черных сланцев, а экзогенное — с процессами формирования древних кор выветривания и деятельности подземных трещинных вод в артезианских бассейнах, возникших в связи с орогеническими движениями в областях активизации [Гецева Р. В., 1963; Крупенников В. А., 1969; Рыбалов Б. Л., 1967].

Убогие осадочные концентрации урана и сопутствующих элементов (V, Mo, TR и др.) в черных сланцах в настоящее время практического интереса не представляют и рассматриваются как руды будущего с учетом возможности их комплексной разработки. Эпигенетическое урановое оруденение черносланцевых толщ представляет практический интерес, но изучено недостаточно. Наряду с ураном черносланцевые толщи являются благоприятными для выявления месторождений ванадиевых, молибденовых, редкоземельных руд и других полезных ископаемых.

В последнее время черные сланцы рассматриваются как возможный источник урана и ряда рудных элементов при формировании месторождений, локализованных не только в черносланцевых толщах, но и в других осадочных и магматических формациях.

УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ С ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ УРАНА

Урановородные районы гидрогенных месторождений в молассоидных отложениях структурно-формационных комплексов основания платформенного чехла

Завершение геосинклинального режима в ряде фанерозойских геосинклинально-складчатых областей сопровождалось формированием терригенных молассоидных, вулканогенно-терригенных и реже карбонатных толщ, выполняющих системы депрессий, являющихся основанием платформенного чехла платформы либо нижними частями разреза депрессионных структур в пределах геосинклинально-складчатых областей. Общими признаками их являются

независимость структурного плана от фундамента, принадлежность к постинверсионному этапу развития, однотипный набор отложений, выполняющих депрессии. Наличие региональных несогласий и сохранившиеся древние коры выветривания свидетельствуют о большом временном перерыве между образованием фундамента и перекрывающих его плащеобразно залегающих отложений, имеющих ритмичное строение. Наиболее крупные ритмы охватывают значительные интервалы времени.

По литолого-фациальным условиям отложения принадлежат обычно к континентальным, переходным и озерным. Среди них выделяются аллювиальные, пролювиальные и делювиальные, дельтовые и прибрежно-озерные фации.

Формирование молассоидных отложений начиналось в депрессионных зонах, когда в сопряженных с ними областях поднятий еще продолжалась интенсивная магматическая и тектоническая деятельность и шло формирование разнообразных высоко- и низкотемпературных месторождений. Различия в строении отдельных депрессий как на платформах, так и в пределах геосинклинально-складчатых областей определяются особенностями геотектонического развития каждой из платформ и ее складчатого обрамления.

Возраст отложений переходного комплекса в пределах платформ и систем наложенных депрессий колеблется весьма значительно, и начало отложений определяется временем инверсии геосинклинального режима.

Широкое развитие в примыкающих к стабилизированным блокам геосинклинально-складчатых сооружениях гипергенных процессов, механического и химического выветривания, а также поднятие на поверхность и частичное разрушение эндогенных урановых концентраций способствовали резкому усилению миграции урана. Одним из главных направлений миграции урана был перенос его пластовыми и поверхностными водами из областей поднятий — горных сооружений в области аккумуляции, где он осаждался в благоприятной физико-химической среде.

Месторождения урана, приуроченные к молассоидным отложениям наложенных депрессий и основания платформенного чехла, как правило, пространственно тяготеют к урановорудным провинциям с эндогенными урановыми месторождениями, сформировавшимися в более ранние урановорудные эпохи.

В молассоидных отложениях выявлены и изучены как экзогенные, так и эндогенные месторождения урана. Среди экзогенных выделяются по генезису первично-осадочные, гидрогенные (инфильтрационные), осадочно-метаморфогенные месторождения. Необходимо отметить пространственное совмещение и сходство литолого-стратиграфического, фациального контроля и геологической обстановки локализации разнотипного уранового оруденения. Большая часть урановорудных объектов является экзогенными. Рассмотрим ураноносность молассоидных отложений на примере УРР Центральноевропейской платформы.

Урановорудные районы позднепалеозойского «переходного» комплекса (C_2 — P_2) Центральноевропейской платформы. Заложена на герцинском, а местами и более древнем складчатом основании, Центральноевропейская платформа до середины мела развивалась как единое целое и охватывала обширную территорию между древней Восточно-Европейской (Русской) платформой и альпийской геосинклинальной системой. На ранних этапах развития эпигерцинской платформы, в позднем палеозое, был сформирован так называемый переходный структурно-формационный комплекс*, объединяющий угленосные, красноцветные и вулканогенные молассы и молассоиды.

Этот комплекс вмещает многочисленные, преимущественно стратиформные концентрации урана, к которым относятся проявления в песчаниках, стратифицированных и секущих вулканитах (Италия, Франция, Югославия, Венгрия, Чехословакия), в битуминозных и углистых сланцах (Франция, ГДР, ФРГ), близкие по возрасту к вмещающим породам. Переходный комплекс в мезозое был перекрыт платформенным чехлом. На рубеже раннего и позднего мела, а затем в позднем мелу и палеогене эпигерцинская платформа Центральной Европы была активизирована. При этом ее южная, Альпо-Карпатская, часть**, где проявились интенсивные альпинотипные дислокации и ларамийский магматизм, была структурно обособлена от остальной платформы и вошла в состав Альпийской складчатой области [Афанасьев Г. В., 1971, 1975]. Эти процессы привели в некоторых зонах к существенной переработке ураноносного переходного комплекса и возникновению в нем значительных эпигенетических стратиформных концентраций урана.

Анализ размещения различных типов урановых проявлений в переходном комплексе Центральноевропейской платформы показывает избирательную связь их с определенными геологическими формациями и стадиями развития и позволяет выделить ряд обособленных ураноносных районов. Прежде чем перейти к характеристике переходного комплекса и его металлогении, необходимо кратко остановиться на особенностях строения фундамента, которые несомненно отразились на формировании последующих геологических образований.

Фундамент Центральноевропейской эпипалеозойской платформы представляет собой гетерогенное сооружение (рис. 27). В составе его выделяются Молданубская и Ломбардо-Паннонская субширотные зоны (блоки) байкальской консолидации, включающие фрагменты переработанных ранне-среднепротерозойских структур. Зоны разделены герцинскими геосинклинально-складчатыми сооружениями, которые, согласно представлениям С. Бубнова [1935],

* Переходный комплекс выделяется в строении молодых платформ Евразии Р. Г. Гарецким [1972] и другими исследователями.

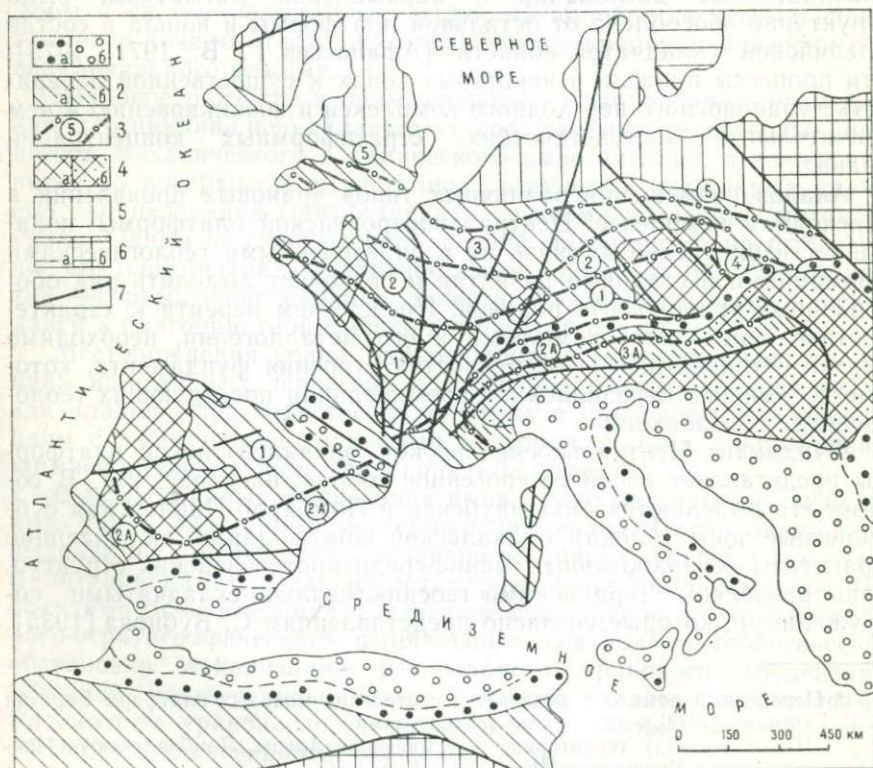
** Имеется в виду территория, охватывающая Альпы, Ломбардскую и Паннонскую впадины, Внешние и Внутренние Карпаты.

Г. Штилле [1964], Г. Мёбуса [Möbus G., 1964] и других исследователей, имеют зональное строение.

Осевое положение занимает Молданубская зона (блок), в которую входят обнажающиеся на поверхности Чешский, Верхнерейнский (Шварцвальд, Вогезы), Центральный Французский, Армориканский срединные массивы. Симметрично относительно нее располагаются субширотные средне-позднепалеозойские геосинклинально-складчатые зоны, испытывающие по мере удаления от «осевой зоны» омоложение с одновременным затуханием интен-

Рис. 27. Расположение главнейших структурных зон и линейментов Западной Европы.

1 — альпийская складчатая область: *a* — краевые прогибы, *b* — геосинклинальные прогибы; 2 — область эпипалеозойской платформы: *a* — сохранившая стабильность в альпийскую эпоху, *b* — охваченная альпийской переработкой; 3 — границы структурно-формационных зон «вариской» Европы по Ф. Космату и С. Бубнову; частично прослеженные (цифры в кружках) — Молданубская (1), Саксо-Тюрингская (2), Антисаксо-Тюрингская (2А), Рено-Герцинская (3), Альпийско-Западно-Карпатская (3А) или перекрытые чехлом молодых отложений — Моравско-Силезская (4), Субварисская (5); 4 — фрагменты основания эпибайкальской платформы: *a* — срединные массивы Франко-Подолы, переработанные вариской складчатостью и выступающие на поверхность, *b* — срединные массивы Альпийской области, перекрытые чехлом молодых отложений; 5 — область каледонской складчатости; 6 — область докембрийской (байкальской) складчатости: *a* — выступающая на поверхность, *b* — перекрытая чехлом более молодых отложений; 7 — главнейшие линейменты.



сивности складчатых дислокаций. Наиболее четко эта зональность выражена севернее Молданубской зоны, где, последовательно сменяя друг друга, располагаются эвгеосинклинальная Саксо-Тюрингская, миогеосинклинальная Рено-Герцинская зоны и зона субварисского краевого прогиба. Аналогами первой и второй геосинклинальных зон южнее Молданубской зоны считаются Антисаксо-Тюрингская и Альпийско-Западно-Карпатская системы [Штилле Г., 1964].

Завершение длительного процесса формирования фундамента платформы относится в основном к судетской фазе складчатости (между ранним и средним карбоном). Большую роль в строении платформы играют многочисленные долгоживущие разломы как продольного («герцинского»), так и поперечного («антигерцинского») направлений, влияющие на формирование складчато-блоковых структур основания и на размещение образований «переходного» комплекса и чехла.

Наиболее крупными системами долгоживущих поперечных разломов являются Средиземноморско-Мьезенский и Оре-Эльбинский линеаменты, ограничивающие соответственно с запада и востока главный ареал развития пермского вулканизма, разделяющие области с различным строением переходного комплекса и платформенного чехла и сохраняющие тектоническую активность до наших дней.

Переходный структурно-формационный комплекс Центрально-европейской платформы отвечает периоду перехода от геосинклинального тектонического режима к платформенному. Особенности его строения и развития охарактеризованы в трудах С. Бубнова [1935], Н. С. Шатского [1955], А. А. Моссаковского [1970], И. Ю. Лапкина [1964], Р. Г. Гарецкого [1972], М. Г. Руттена [1972], Н. Онческу [1960], А. А. Белова [1972], Х. Фальке [Falke H., 1974], Г. Вайна [Wein G., 1969], Г. Катцунга [Katzung G., 1972], М. Гвиннера [Gwinner M., 1971], В. Глушко и др. [Gluschko W. a. o., 1975] и многих других.

Период формирования переходного комплекса распадается на два этапа: орогенный и квазиплатформенный, каждый из которых включает раннюю и позднюю стадии развития. Орогенный этап охватывает промежуток времени от вестфала до отена (S_2 — P_1^1) и характеризуется, с одной стороны, накоплением в унаследованных и наложенных впадинах разнообразных моласс в условиях аридизации климата и, с другой—проявлением интенсивного наземного вулканизма и интрузивного магматизма преимущественно кислого и среднего состава. Квазиплатформенный этап (P_1^2 — P_2) включает конец ранней перми (саксонский век) и позднюю пермь (цехштейн) и отличается отмиранием вулканизма и накоплением в обширных эпиконтинентальных бассейнах и внутриконтинентальных наложенных впадинах-мульдах красноцветных и пестроцветных терригенных (молассоидных) и терригенно-карбонатных, иногда соленосных и гипсоносных отложений.

Переходный структурно-формационный комплекс не представляет собой единого выдержанного по латерали и вертикали покрова (плаща). Образования отдельных стадий его развития имеют локальное, дискретное, распространение, а структуры последующих стадий во многом отличаются от структур предыдущих. Однако формационный анализ позволяет определить основные черты строения и развития переходного комплекса, установить закономерности размещения связанных с ним урановых проявлений.

Ранняя стадия орогенного этапа (вестфал — стефан S_{2-3}). Начало постгеосинклинального орогенного этапа развития Центральной Европы отвечает эпохе существования гумидных условий и накопления угленосных моласс за счет разрушения герцинских горных сооружений, т. е. главной эпохе угленакопления в Европе. Вулканизм основного — среднего состава этого времени фиксирует подновленные участки долгоживущих разломов и, по данным А. Вацнауэра [Watzpauer A., 1954, 1960] и К. Питча [Pietsch K., 1956], наиболее развит в северной части (и обрамлении) Молданоубской зоны, к югу от «кристаллического вала».

Особенности осадконакопления этой стадии позволяют выделять три области седиментации:

1) северную («субгерцинскую») область, объединяющую паралические угленосные бассейны Англии, Северной Франции, Бельгии, ФРГ, ГДР и Польши и характеризующуюся широким развитием мощных (до 2,5—3 км) тонкообломочных сероцветных прибрежно-морских моласс, вмещающих десятки выдержанных пластов каменных углей;

2) среднюю область развития лимнических бассейнов, охватывающую обширную территорию континента к югу от паралической области. Угленосные сероцветные грубообломочные молассы мощностью от 0,7 до 2,4 км развиваются в многочисленных межгорных прогибах и наложенных впадинах, располагающихся цепочками. При этом на геосинклинально-складчатом фундаменте Саксо-Тюрингской и Рено-Герцинской зон эти впадины большей частью наследуют направления предшествующих позднепалеозойских структур, а в пределах массивов докембрийской консолидации Молданоубской зоны они развиваются зачастую вдоль антигерцинских направлений, тяготея к зонам долгоживущих разломов (например, Угольная борозда Центрального Французского массива, Бриансонский бассейн);

3) южную и юго-восточную области Центральноевропейской платформы (кроме морского бассейна Тэтиса), в отличие от более северных территорий, представлявшую собой в вестфал-стефанское время еще значительно приподнятую горную страну и служившую, вероятно, областью сноса. В редких, но глубоких грабенообразных впадинах (Предальпийской, Банатской и др.) аккумуляровались мощные лимнические угленосные молассы.

Для средней и южной областей лимнических угленосных бассейнов характерно развитие на различных стратиграфических уровнях углистых аргиллитов и алевролитов с повышенными со-

держаниями урана. В наложенных впадинах, развивающихся на «молданубском» фундаменте, локализуются стратиформные урановые месторождения Кладно-Раковницкой и Силезской групп в пределах Чешского массива [Ružička V., 1971], а также месторождение Сан-Ипполито в Вогезах [Домарев В. С., 1956]. Эти месторождения представлены согласными залежами экзодиагенетических руд, приуроченных к краевым частям угольных пластов и реже к пластам терригенных пород, обогащенных растительной, иногда битуминизированной органикой. Кроме урана в повышенных количествах присутствуют медь, реже свинец, цинк. Характерны многократность размещения уранового оруденения в разрезе и несовпадение контуров рудных залежей разных горизонтов в плане.

Поздняя стадия орогенного этапа или «время нижнего красного лежня» (отен P₁¹). В начале ранней перми на фоне глобальной смены гумидных условий аридными в Центральной Европе проявилась значительная орогеническая активность (астурийская фаза), сопровождавшаяся общим воздыманием территории, подновлением разломов, интенсивным наземным вулканизмом и расширением границ континентального осадконакопления.

Большей части континента в эту эпоху было свойственно накопление изменчивых по мощности и составу красноцветных преимущественно грубообломочных моласс в многочисленных межгорных впадинах. Некоторые из них являлись частично унаследованными (Заальский трог и др.) и были «вложены» в структуры предыдущей стадии [Штилле Г., 1964; Möbus G., 1964].

Северная параличская область вестфала — стефана (субгерцинская) была также трансформирована в ареал континентальной седиментации. Красноцветные терригенные формации отена (молассы) широко распространены в Польском прогибе, впадине Жерминзе (Парижский бассейн), Заальском и Тюрингском трогах. Мощность их колеблется от 200 до 1000—1500 м [Моссаковский А. А., 1970; Gluschko W. a. o., 1975].

Наземный вулканизм преимущественно кислого, реже среднего и основного состава наиболее широко и интенсивно проявился в северной, субгерцинской, и южной, субальпийской, частях платформ в районе Тюрингского леса достигают 500 [Watznauer A., 1960], в Польском прогибе 1000—1300 [Gluschko W. a. o., 1975], в Озерной зоне Южных Альп 1500—2000 м [Руттен М. Г., 1972; Gwinner M., 1971].

К завершению орогенного этапа развития Центральной Европы относится также внедрение в Чешском, Центральном Французском и Верхнерейнском массивах гипабиссальных интрузий аляскитовых гранитов (типа «рудногорских»).

В отложениях переходного комплекса, т. е. в вулканогенно-молассовых континентальных образованиях отена, кислым вулканикам свойственны повышенные содержания урана и спорадическое

развитие, как правило, мелких проявлений прожилково-вкрапленного комплексного сульфидно-настуранового (молибден-медно-уранового, уран-полиметаллического и пр.) оруденения, которые парагенетически связаны с пермским вулканизмом [Кауч Е., 1964; Löttsch F., 1968, и др.].

Урановые проявления этого типа размещаются преимущественно в краевых частях блоков докембрийской консолидации и реже в их складчатом обрамлении. В Молданубской зоне [Laffitte P., 1967; Шнейдерхён Г., 1958] к ним относятся месторождения Виттихен, Вельсендорф, Крункельбахталь (Шварцвальд), Отен (Морван); в Татранском блоке Западных Карпат размещается группа проявлений Гута-Мурань [Ružička V., 1971], в Ломбардо-Паннонском массиве — группа проявлений Южных Альп: Новаццо, Авеланго, Варезе [Mittelpergher M., 1970, 1974] и др.

Проявления урана в Молданубской зоне локализуются, как правило, в субвулканических и экструзивных телах [Рутье П., 1960; Laffitte P., 1967]. В свою очередь южной, ломбардо-паннонской, части территории свойственно преимущественное размещение урановых проявлений в горизонтах туфов, игнимбритов и реже в разделяющих их слоях терригенных пород, которые, как и в более северных зонах, часто обогащены медью, ванадием, а также серебром, кобальтом, никелем. Урановое оруденение часто стратиформное, располагается обычно на нескольких стратиграфических уровнях и приурочено к наиболее трещиноватым и пористым прослоям туфов или игнимбритов, обогащенных органическим веществом (растительные остатки, битумы). Реже встречаются рудные штокверки и секущие рудные зоны, жилы небольшой мощности. Руды стратиформных залежей обычно характеризуются повышенными содержаниями ванадия, меди, мышьяка и органического углерода. В жилоподобных телах содержание урана и сопутствующих элементов (Mo, V, As, Pb) иногда значительно больше, чем в пластобразных залежах. Некоторыми исследователями стратиформное оруденение считается эксгальационно-осадочным [Ružička V., 1971], связанным с поступлением гидротермальных растворов в бассейны осадконакопления и концентрацией рудного вещества под влиянием фумаролл и сольфатар в горизонтах проницаемых и восстановленных пирокластов. Не исключено также и инфильтрационное эпигенетическое происхождение урановых концентраций в проницаемых пирокластитах, обогащенных восстановителями (органическое вещество, сульфиды железа), связанное с просачиванием ураноносных грунтовых вод из вышележащих осадков [Леннобль А., Ганглов А., 1959; Geffroy J., 1964; Кауч Е., 1964; Mittelpergher M., 1974; Cangloff A., 1970].

Руды характеризуются повышенными содержаниями ванадия, молибдена, мышьяка, меди, свинца, цинка, никеля и кобальта. Отмечаются признаки более позднего перераспределения вещества в виде прожилков как ураноносных, так и безрудных твердых битумов и урановой смолки вдоль трещин, тяготеющих к крупным сбросам [Cangloff A., 1970], а также в виде бессульфидных руд-

ных тел среди эпигенетически измененных вышележащих красноцветов (проявление Рабеяк).

Ранняя стадия квазиплатформенного этапа или «время верхнего красного лежня» (саксон P_1^2). Переходу к стабильному квазиплатформенному режиму развития предшествовали блоковые тектонические движения по разломам антигерцинских направлений, сопровождавшиеся существенным изменением структурного плана территории (размещения поднятий и прогибов), полным отмиранием вулканизма, дальнейшим развитием эрозионных процессов и значительной пенеппенизацией земной поверхности. Эти геологические события нашли свое отражение в региональной несогласии между саксоном и отеном (заальская фаза складчатости).

Для большей части Центральной Европы в саксонское время характерно накопление в обширных наложенных депрессиях ритмичных пестроцветных и пестроцветно-красноцветных отложений, которые представляют собой осадки озерно-аллювиальных, в том числе приморских, равнин и эпиконтинентальных морских бассейнов. Эти молассоиды характеризуются мелкозернистостью (за исключением бортовых частей впадин) и повсеместной обогащенностью перемытым кислым вулканическим материалом. Мощность их колеблется в довольно широких пределах — от 100—150 до 600—800 м [Cluschko W. а. о., 1975].

Ураноносной и отчасти урановорудной для саксонского времени является Ломбардо-Паннонская провинция, которой свойственно развитие многочисленных и широко известных экзодиагенетических стратиформных проявлений урана так называемого песчаникового типа. К ним относится обширная группа проявлений Северной Италии (Рио-Фреддо, Валь-Даоне, Валь-Рендена и др.), Югославии (Жировски Вырх и др.), Венгрии (Мечек), Чехословакии (Краваны) и других районов. Особенности их детально описаны в работах Ф. Ипполито [1959], В. Омальева [Omaliiev V., 1967], М. Миттемпергера [Mittempergher M., 1970, 1974], В. Ружички [Ružička V., 1971], А. Барабаш и К. Вират [1966], Я. Киш [Kiss J., 1965, 1971], И. Райковича [1974] и многих других.

Рудовмещающими в этих районах являются горизонты сероцветных песчаников и алевролитов, обогащенные растительными остатками и диagenетическими сульфидами железа и меди и характеризующиеся, как правило, повышенными содержаниями урана, меди, ванадия, мышьяка, свинца, молибдена и других элементов. Эти сероцветы (греденские песчаники) размещаются преимущественно близ границы с перекрывающими красноцветами. Для урановых проявлений характерны парагенетическая ассоциация с растительной органикой, метасоматический характер развития урановых минералов (черней, настурана, коффинита, реже ураноносных битумов) в цементе песчаников и алевролитов при отсутствии каких-либо отчетливых эпигенетических изменений пород.

Возраст урановых руд для проявлений Северной Италии, определенный радиоуглеродным методом, 200—220 млн. лет, для явно переотложенных прожилков настурана — 100—110 млн. лет.

Поздняя стадия квазиplateформенного этапа развития (цехштейн P₂). Завершение квазиplateформенного развития территории Центральной Европы характеризуется полной пенепленизацией поверхности, расширением площади эпиконтинентальных, в том числе морских, бассейнов осадконакопления и увеличением роли карбонатных, соленосных и гипсоносных отложений в разрезе. Распространение отложений цехштейна в целом подчиняется системам диагональных разломов и связанных с ними ступеней. Континентальные условия с сокращенным осадконакоплением по-прежнему преобладают к западу от Оре-Эльбинского линейamenta.

Важное металлогеническое значение, в том числе для урана, имеет область развития мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений цехштейна, содержащих горизонты «медистых» битуминозных сланцев [Твалчрелидзе Г. А., 1972]. Полоса развития ураноносных сланцев повторяет конфигурацию береговой линии цехштейнового моря. Разрез отложений морского цехштейна начинается обычно с базальных конгломератов, подстилающих толщу терригенно-карбонатных пород. Мощность отложений колеблется от 40 до 700 м [Руттен М. Г., 1972; Gluschko W. a. o., 1975]. С этими отложениями связаны многочисленные стратиформные месторождения медных, полиметаллических, никель-кобальтовых и урановых руд. Почти все они локализируются в базальной части разреза цехштейна и приурочены к маломощному горизонту битуминозных (до 10% битумов) тонкослоистых мергелистых сланцев, имеющих значение маркирующих горизонтов для Тюрингии, Рейнских Сланцевых гор, Саксонии и Силезии (мансфельдские сланцы). Источником металлов для рудоносных сланцев многими исследователями считаются области размыва, сложенные кислыми вулканитами отена [Бердичевская М. Е., 1965; Borchert H., 1960; Шнейдерхён Г., 1958; Kauter K., 1962]. Накоплению металлов благоприятствовали анаэробные условия придонных частей цехштейнового моря. Существует также мнение о транспортировке металлов нагретыми водами (растворами), поднимавшимися с глубин до 3—5 км и разгружавшимися в базальных горизонтах цехштейна вблизи зон разломов.

Кроме стратиформных равномерно рассеянных концентраций урана и ряда сопутствующих элементов в горизонтах мансфельдских сланцев среди отложений цехштейна установлены жильные образования («рюккены») флюорит-барит-карбонатного состава, развивающиеся вдоль ослабленных зон северо-западного и субширотного направлений. В местах пересечения ими горизонтов медистых сланцев (Гарц, Тюрингский лес, Рейнские Сланцевые горы) рюккены содержат богатое настурановое оруденение [Шнейдерхён Г., 1958].

На территории юга Центральной Европы известны также экзо-диагенетические типы эпигенетических урановых месторождений, имеющих важное металлогеническое значение. Эти месторождения размещаются в области Внутренних Карпат, подвергшейся тектонической, а местами и тектоно-магматической переработке в тече-

ние ряда последовательных стадий раннеальпийского орогенеза (поздняя юра — мел — палеоген), и локализованы главным образом в пестроцветах верхнего красного лежа (саксоний P_1^2), характеризующихся довольно высоким содержанием урана и максимальным количеством экзодиагенетических рудных концентраций (месторождений).

Известны два типа эпигенетических месторождений урана: 1) стратиформный — урано-битумный (настуран-антраксолитовый) [Корничук И., Буртик Т., 1974] — представлен многоярусными месторождениями, размещающимися среди слабо метаморфизованных пестроцветов, интенсивно смятых в складки совместно с подстилающими угленосными и ураноносными сероцветными молассаами карбона; 2) жильный — настурановый [Nitu G., 1974] — локализован в пестроцветах, метаморфизованных (альбитизированных) во внешней части контактового ореола крупной палеоцеиновой гранитондной интрузии, под двойным экраном, роль которого играют толща филлитов и перекрывающая зона пологого надвига.

Судя по геологическим и радиологическим данным, указанные эпигенетические месторождения возникли в зонах смятия и (или) проявления интрузивного магматизма путем трансформации (сегрегации), а также, вероятно, мобилизации («спрессовывания») более ранних убогих и бедных син- и экзодиагенетических скоплений урана под влиянием активных агентов. Роль этих агентов в первом случае играли жидкие углеводороды, скорее всего экстрагированные из подстилающих угленосных толщ, а во втором случае — ювенильные постмагматические растворы, обогащенные натрием за счет нижележащих вулканогенных пород нижней перми. Перемещение рудного вещества под влиянием указанных агентов и эпигенетическая природа рудных скоплений доказываются в первом случае многоярусностью размещения урано-битумных руд с приуроченностью их к наиболее проницаемым горизонтам и зонам трещиноватости, а во втором случае — тяготением рудных скоплений к упомянутым ранее экранам с размещением преимущественно стратиформных залежей под нижним экраном (филлиты) и жильных — в зоне верхнего экрана (надвиг). Источником металла в обоих случаях являются обогащенные кислым вулканическим материалом пестроцветы саксония.

Отголоски тектонической активизации юрско-палеогенового времени и связанная с ними перегруппировка рудного вещества проявились также и за пределами Альпийской складчатой области, в частности в краевых частях и складчатом обрамлении Молда-нубской зоны срединных массивов и располагающейся севернее субгерцинской зоны Центральной Европы. С этими же процессами, вероятно, связано образование рюккенов в цехштейне и «пятиэлементных» регенерационных жил в Саксонских Рудных горах.

В заключение необходимо отметить, что на примере Центральной Европы могут быть установлены наиболее общие черты геологического развития, строения и ураноносности эпигеосинклиналь-

ного переходного комплекса ($C_2 - P_2$), свойственного молодым платформам.

На формирование переходного комплекса, прежде всего нижних его этажей, значительное влияние оказывали структуры фундамента и особенно системы региональных долгоживущих глубинных разломов, развивающихся в краевых частях и обрамлении срединных массивов. Эти разломы прямо или косвенно контролируют размещение ареалов вулканизма, разнообразных молассовых впадин и областей эпиконтинентальных морских трансгрессий. Период формирования переходного комплекса распадается на орогенный и квазиплатформенный этапы, включающие раннюю и позднюю стадии. Для каждой стадии характерны ураноносные геологические формации, вмещающие свойственные им месторождения урана.

Эпоха рудообразования отчетливо распадается на несколько этапов. Формирование угленосных сероцветных (лимнических) моласс в начале орогенного периода сопровождается спорадической ураноносностью. Вулканиты конца орогенного этапа отчетливо специализированы на уран и ряд других элементов и вмещают многочисленные стратиформные и жильные гидротермальные сульфидно-настурановые месторождения. Связанный с этим же этапом гранитоидный магматизм сопровождается широкой гаммой рудных месторождений, в том числе урановых, гидротермальных. Урановорудные районы орогенного периода тяготеют к краевым частям жестких блоков фундамента и ограничивающим их зонам региональных разломов.

Формирование красноцветно-пестроцветных терригенных толщ (молассоидов) в раннюю стадию квазиплатформенного периода связано с интенсивными процессами эрозии. Перемытый кислый вулканический материал и вмещающие горизонты песчаников с растительной органикой характеризуются повышенными содержаниями урана, меди, ванадия и ряда других элементов. С этими горизонтами связаны многочисленные месторождения урана «песчаникового типа», размещающиеся на древних консолидированных блоках гранит-метаморфического фундамента. С завершением квазиплатформенного этапа развития и переходом к платформенному режиму связано распространение обширных эпиконтинентальных трансгрессий и формирование региональных маркирующих горизонтов ураноносных медистых сланцев (мансфельдского типа).

В связи с более поздней ТМА в зонах переработки молодой платформы известны эпигенетические стратиформные месторождения урана, тесно ассоциирующие с проявлениями в отложениях переходного комплекса и возникшие, вероятно, за счет их трансформации.

Связь с особенностями глубинного строения для урановых месторождений переходного чехла устанавливается отчетливо по пространственной приуроченности их размещения к зонам наиболее высокоамплитудных разломов, пересекающих фундамент и

обычно хорошо фиксирующихся в отложениях платформенного чехла.

Серии тектонических нарушений периода блоково-глыбовой перестройки территории образуют узкие линейные грабеноподобные структуры, развивающиеся на месте позднепалеозойских межгорных впадин и депрессий. Урановые месторождения, обычно небольшие по масштабам, приурочены к местам пересечения разломов различных направлений.

Структурный контроль оруденения выражен опосредованно, реже отчетливо. Оруденение контролируется зонами интенсивной приразломной дислокации пород вдоль тектонических нарушений, несмотря на то что рудные тела редко развиваются по разломам. Сложный фациальный состав рудовмещающих образований (моласс, молассоидов) сопровождается развитием многочисленных зон выклинивания и перерывов в осадконакоплении.

В бортах грабеноподобных депрессий и на обрамляющих их горстах часто размещаются гидротермальные месторождения урана, флюорита, полиметаллов, барита и т. д., близкие по возрасту с месторождениями в переходном комплексе.

Урановорудные районы гидрогенных месторождений в угленосных отложениях структурно-формационных комплексов чехла платформ и наложенных депрессий

Угленосные формации нередко содержат разнообразные по генетическим особенностям гидрогенные накопления урана (табл. 7), в том числе и такие, которые могут достигать промышленных параметров [Котляр В. Н., 1961]. Наиболее часто уран концентрируется в буроугольных мезозойских и кайнозойских отложениях. Крупные каменноугольные бассейны палеозойского возраста, составляющие основную массу высокометаморфизованных углей (каменные угли различных марок, антрациты), обычно лишены урана [Керр П. Ф., 1956]. Уже на первых стадиях изучения этой проблемы была показана независимость концентрации урана от петрографического и химического состава углей и определяющая роль для формирования оруденения конкретных геологических обстановок.

В природных средах в угленосных толщах уран концентрируется не только в углях, но и во вмещающих их терригенных породах, нередко далеко за пределами собственно угленосных бассейнов. Эти отложения пространственно могут быть значительно удалены от основных зон и узлов угленакопления и выполнять различные по размерам депрессии, являющиеся фрагментами древней гидросети. В связи с этим нами совместно рассматривается ураноносность угленосных бассейнов и развитых за их пределами аллювиальных и озерных депрессий, объединенных в единую формационную группу общностью возрастных, тектонических признаков и вещественного состава.

Типы и разновидности накоплений урана в угленосных формациях

Накопления урана	Платформенные песчано-глинистые и глинистые, иногда песчаные, форма		
	в пределах складчатых областей и щитов		в краевых частях
	Аллювиальные речных долин и эрозионных врезов низкорослых, серо- и пестроцветные с низкой угленасыщенностью	Аллювиально-озерные, озерные, озеро-болотные мелких внутренних впадин, серо- и пестроцветные с различной угленасыщенностью	Аллювиальные и аллювиально-озерные аллювиальных шлейфов и депрессионных зон в прилегающих к поднятиям частях обширных низменностей, серо- и пестроцветные с низкой угленасыщенностью
Экзодиагенетические	В песках, алевритах и глинах в днище палеодолин и в их бортах в форме ленто- и линзовидных залежей	В базальных или в перекрывающих их обогащенных органическими веществами глинах, сланцах, реже песчаниках, иногда конгломератах в форме пластовых и линзовидных залежей	
Эпигенетические:			
грунтово-инфильтрационные		В песках, гравийниках, алевритах, глинах с растительным детритом, линзах бурых углей под покровом проницаемых песчаных осадков в форме плащеобразных линзовидных залежей у нижней границы зоны грунтового окисления	
пластово-инфильтрационные		В глинах, алевритах, углях на нижнем контакте зон пластового окисления и на их выклинивании в проницаемых горизонтах песков в форме линзовидных и роллообразных залежей	

буроугольные щиты платформ	„Переходные“ или „межгорные“ конгломерато-песчано-глинистые формации приразломных впадин и грабенов		„Геосинклинальные“ или „переходные“ песчано-глинистые формации приморских низменностей, болот и лагун, сероцветные, крупных угленосных бассейнов, преимущественно палеозойские с высокой угленасыщенностью (каменные угли, антрациты)
	Собственно угленосные, аллювиально-озерные, озерные и болотные обширных низменностей, сероцветные с переменной угленасыщенностью	Аллювиальные и пролювиально-аллювиальные межгорных впадин, сероцветные, местами пестроцветные с низкой угленасыщенностью	
	В песчаниках, гравелитах, прослоях углей в форме линзовидных залежей среди русловых фаций в днище впадин	В углях, реже глинах и песчаниках в форме линзовидных залежей вдоль внутриформационных русловых врезов	
	В углях под несогласно перекрывающими гравийными и песчаными отложениями, иногда туфами в форме линзовидных плащеобразных залежей у нижней границы зоны грунтового окисления	1. В углях под несогласно перекрывающими песчаными отложениями у нижней границы зоны грунтового окисления 2. В углях, глинах, песчаниках в днище прорезающих их палеодолин	Редкие локальные накопления, геологическая позиция и условия образования которых не определены
		В углях, песчаниках, алевролитах на контактах и на выклинивании зон пластового окисления по проницаемым песчаным горизонтам в форме линзовидных и роллообразных залежей	

Геотектоническая позиция урановорудных районов в угленосных формациях, учитывая исключительно широкое их распространение, является весьма многообразной. Накопления урана известны в пределах древних и молодых платформ, приразломных впадинах, наложенных на консолидированные складчатые области, в линейных депрессиях областей ТМА, а также в древних и молодых палеодолинах и озерных котловинах, врезанных в кристаллический складчатый фундамент на территории щитов, складчатых областей и областей ТМА. Это объясняется прежде всего присутствием в угленосных формациях органических веществ, которые при наличии устойчивых источников урана и благоприятной гидродинамической обстановки способствуют его накоплению. Вероятно, наибольшую значимость имеет не столько тип геотектонических структур, сколько характер тектонического режима, особенно в период рудообразования: относительно спокойный, стабильный, платформенного типа, свойственный для платформ, щитов, а также платформенных эпох развития складчатых поясов и областей ТМА или более активный, орогенный, связанный с периодами тектонической и тектоно-магматической активизации, обычно проявлявшийся в пределах складчатых областей.

Урановое оруденение в угленосных формациях представлено экзодиагенетическими, грунтово-инфильтрационными и пластово-инфильтрационными накоплениями.

Несмотря на дискуссионность генезиса многих конкретных объектов, в данном разделе урановое оруденение в угленосных толщах рассматривается только с позиций экзогенного рудообразования.

Урановое оруденение в областях с платформенным тектоническим режимом. Экзодиагенетическое оруденение тяготеет к разновидностям платформенных угленосных формаций, которые на стадии седиментогенеза располагались на склонах или внутри поднятий в палеодолинах, эрозионных врезак и в мелких внутренних впадинах, врезанных в породы складчатого фундамента. На рудоносных площадях развиты выветрелые граниты с повышенным содержанием урана.

В мелких внутренних впадинах озерного (?) происхождения (французские месторождения Тейфельсloch, Танненкирх, Шенцель и др.) повышенные концентрации урана приурочены к горизонтам пород, обогащенных углистым веществом. Оруденелыми являются глины, реже песчаники, иногда конгломераты краевых частей впадин. Уран привносился подземными (грунтовыми) водами, которые циркулировали в корях выветривания гранитов и разгрузались в бортах впадин. Содержание его колеблется от первых сотых долей процента до 0,2—0,3% при мощности от 1—2 до 10 м.

В мелких узких врезак шириной до нескольких сотен метров рудные тела в виде лентообразных залежей располагаются в песчаных русловых фациях, вытягиваясь соответственно тальвегу. В более крупных долинах шириной до нескольких километров они образуют ленты вдоль бортов долины в песчано-глинистых отло-

жениях: на внешнем краю пойменных и русловых фаций — на контакте с пролювием, на внутреннем краю пойменных фаций — вблизи границы с русловыми осадками, в русловых песчаных осадках.

Грунтово-инфильтрационное урановое оруденение приурочено к краевым районам распространения платформенных формаций вблизи сочленения их с выступами складчатого основания (месторождения Дакоты, ФРГ и др.). В составе последнего известны граниты и кислые эффузивы, содержащие уран в несколько повышенных количествах.

В пределах собственно угленосных толщ накопления урана приурочены к головам угольных пластов, перекрытых выходящими на дневную поверхность пачками проницаемых песков, иногда туфами. Эти осадки интенсивно окислены. Граница поверхностного окисления совпадает с кровлей угленосных толщ и определяет положение рудных тел. Содержание урана по мере удаления от границы окисления снижается до кларковых значений. Оруденение характеризуется значительным площадным распространением, захватывая различные стратиграфические горизонты. Рудовмещающие угли повсеместно бурые (лигниты), высокозольные, частично окисленные. Содержание урана составляет 0,03—0,05% и лишь на отдельных участках возрастает до 0,1—0,3% [Котляр В. Н., 1961]. Грунтово-инфильтрационные накопления развиты и в фациально замещающих угленосные толщи сероцветных аллювиальных отложениях депрессионных впадин на стыке с выступами фундамента. Уран локализуется в песках, алевролитах, углях, реже в гравийниках, галечниках. Характерна значительная площадь распространения обогащенных ураном пород при небольшой мощности зоны его накопления. Оруденение обнаруживает зависимость от процессов окисления и располагается ниже перекрывающих водопроницаемых песчаных пачек вблизи границы поверхностного окисления.

Пластово-инфильтрационные накопления урана приурочены к аллювиальным отложениям депрессий, расположенных в краевой части чехла. Рудоконтролирующие зоны пластового окисления развиваются избирательно по русловым пескам. Областью питания подземных вод являются прилегающие выступы фундамента. Областями разгрузки вод служат долины рек. Нестационарное положение русел в условиях их постоянной миграции в пределах достаточно широкой площади вызывало сложную морфологию пластовых зон, особенно в дельтовой части с обилием глинистых островов, прорезанных песчаными рукавами. Основные накопления урана приурочены к выклиниванию пластовых зон в песках, где мощность рудных тел приближается к мощности песчаных горизонтов. Заметно возрастает при этом и содержание урана.

Урановое оруденение в областях с орогенным тектоническим режимом. Экзодиагенетическое урановое оруденение развивается в переходных или межгорных угленосных формациях и в отличие от платформенных смещено в зону площадного осадконакопления в пределах приразломных впадин и грабенов, формировавшихся на фоне значительных региональных

поднятий складчатого основания. Урановое оруденение известно в двух фациальных зонах: а) на площадях развития пролювиальных и аллювиальных отложений с крайне ограниченным количеством углей, б) на площадях угленакопления.

В первом случае повышенные концентрации урана приурочены к русловому аллювию вблизи выклинивания пролювиальных фаций в основании разреза, нередко вблизи внутренних поднятий. Оруденелыми являются гравелиты, песчаники, реже алевролиты. Породы содержат углефицированные обломки древесины, растительный детрит, пирит и характеризуются сероцветной окраской, тогда как для окружающего пролювия свойственна слабо выраженная пестроцветность. Рудные залежи обладают лентовидной формой и ориентированы соответственно палеоруслам, зачастую под углом к простираннию впадин и ограничивающих их разломов. Накопление урана развивается в коре выветривания и по крутопадающим трещинам в породах фундамента.

На площадях угленакопления урановое оруденение располагается в краевых частях приразломных впадин в средних горизонтах разреза. Благоприятна зона сочленения аллювиальных и пойменно-старичных (болотных) фаций. Оруденелыми являются преимущественно верхние части пластов углей. Рудные тела, испытывающая значительные изменения по мощности и по содержанию урана, вытянуты вдоль врезов. Предполагается, что уран осаждался из подрусловых вод. При последующих метаморфогенных процессах и выветривании возможно его перераспределение.

Грунтово-инфильтрационные накопления урана в угленосных формациях переходного типа в большинстве приурочены к головам угольных пластов и по своим особенностям близки к оруденению в угленосных платформенных толщах. Пластово-инфильтрационное урановое оруденение в переходных угленосных формациях ограничено краевыми частями приразломных впадин и грабен. Наиболее благоприятны породы средних и верхних горизонтов. В разрезе постоянно присутствуют угли, по преимуществу бурые (марок Б-2, Б-3), слагающие пласты подчас значительной мощности и имеющие промышленное значение. Следует подчеркнуть постоянную ассоциацию пластов угля с песчаниками (песками), достаточно грубозернистыми, проницаемыми на момент рудообразования. Рудоконтролирующие зоны пластового окисления развиваются от кровли угленосных толщ вблизи бортов впадин. Морфология зон пластового окисления простая, незначительной протяженности. Уран накапливается на нижнем контакте зон и на их выклинивании в углях. Содержание его заметно выше, чем в других проявлениях этого типа, что объясняется высокими восстановительными и сорбционными свойствами углей.

Основные особенности урановорудных районов в угленосных формациях. В пределах конкретных УРР в угленосных формациях на одних и тех же площадях нередко проявлены различные типы уранового оруденения, в том числе разновозрастного, однако доминирующее значение имеет, как пра-

вило, лишь один какой-либо тип. Это позволяет рассматривать особенности и признаки УРР на основе тектонической позиции и генетических представлений.

Урановорудные районы в областях с платформенным тектоническим режимом. Урановорудные районы с экзодиагенетическим оруденением связаны с древними речными долинами и озерными котловинами, которые располагаются в основном внутри поднятий и на их склонах. Конфигурация палеодолин в сохранившихся от последующих эрозионных процессов частях часто достаточно сложная, разветвленная. Рудовмещающие толщи, слагающие верхний платформенный этаж, отделены от фундамента поверхностями региональных несогласий и длительным (в несколько эпох) возрастным перерывом.

Прямая зависимость уранового оруденения от вещественного состава обрамляющих впадины складчатых областей и фундамента свойственна практически всем УРР. Месторождения урана отчетливо тяготеют к тем участкам озерных котловин и речных долин, которые непосредственно врезаны в граниты, обычно высококальциевые по урану.

Стратиграфический контроль проявлен в приуроченности рудовмещающих угленосных формаций к нижним частям крупных седиментационных (и соответствующих им тектонических) циклов, что отражает наличие эпох, благоприятных для миграции урана. Несомненно, что развитие поднятий, даже слабых, платформенного типа активизирует движение вод как в пределах самих поднятий, так и в прилегающих районах. Наиболее динамичное движение вод, в том числе выщелачивающих уран из гранитов, свойственно склонам поднятий, включая зону сочленения их с угленосными депрессиями, отвечающими локальным уровням разгрузки поверхностных вод.

Значительная роль в локализации как самих УРР, так и оруденения в их пределах принадлежит структурно-морфологическим, литолого-фациальным и геохимическим факторам. Древние долины и пространственно связанные с ними озерные котловины, в том числе ураноносные, образуют геометрически правильную сетку, соответствующую ориентировке основных структур фундамента. Линейная форма большинства эрозионных врезов и долин подчеркивает связь общего плана тектонических деформаций с рудоконтролирующими палеогеоморфологическими элементами, что позволяет рассматривать их в качестве эрозионно-тектонических образований. Конфигурация долин и врезов, определяющая распространение фаций, контролирует движение подрусловых вод вдоль долин и грунтовых поперечных потоков. Тем самым она влияет на морфологию рудных тел.

Литолого-фациальные и геохимические факторы в региональном плане проявлены в приуроченности урановорудных объектов к аллювиальным озерным и озерно-болотным отложениям. Распределение первично-сероцветных осадков, в той или иной мере глинистых, с растительным детритом и линзами бурых углей, и их

соотношение с проницаемыми русловыми в приосевой части долин и врезов и пролювиальными, иногда пестроцветными, являются важным фактором в размещении рудных объектов внутри УРР.

Урановорудные районы с грунтово-инфильтрационным оруденением располагаются в краевых частях чехла и молодых платформ на стыке с приподнятыми в рельефе (на момент рудообразования) складчатыми областями. Это обусловлено сочетанием нескольких благоприятных факторов. Складчатые области при формировании платформенного чехла испытывали пульсационные поднятия, в результате чего на эрозионный срез выходили новые уровни свежих пород, в то время как непрерывные процессы выветривания способствовали высвобождению урана и выносу его поверхностными и грунтовыми водами. Очаги разгрузки вод в условиях пологого залегания чехла были связаны с речными долинами и озерными котловинами. Поэтому направленные потоки вод могли развиваться только в самых верхних горизонтах чехла. По-видимому, правомочен вывод о том, что грунтово-инфильтрационное урановое оруденение хотя и встречается в других ситуациях, но все же основная часть его развита в пределах территории с платформенным режимом. Подстилающие продуктивные толщи горизонты глин нередко прилегают к породам фундамента на его склонах, отрезая более глубокие водоносные горизонты от областей питания со стороны складчатых областей.

Наиболее благоприятными для размещения УРР являются поперечные депрессионные зоны, которые проявлены «заливообразными» изгибами выходов фундамента на поверхность и находят отражение в его рельефе. Прямолинейная форма этих зон позволяет предполагать связь с глубинными разломами. Наиболее благоприятны для локализации оруденения участки сужения депрессионных зон, обеспечивающие концентрацию потоков вод, несущих уран.

Стратиграфический контроль в расположении УРР проявлен в приуроченности угленосных формаций к нижним частям крупных седиментационных циклов, что обеспечило их положение в днище депрессионных зон и прилегание к породам фундамента на склонах поднятий. Угленосные толщи перекрываются проницаемыми водоносными отложениями аллювиального происхождения, распространение которых контролируется теми же депрессионными зонами. Вследствие трансгрессивного залегания элювий в верховьях зон контактирует с породами фундамента и имеет с ними прямой водообмен. Осадки повсеместно окислены. В нижних частях зона окисления, поверхностная по своей морфологии, захватывает угленосные отложения (подрусловое окисление) и контролирует распределение уранового оруденения.

Важное значение для формирования УРР имеет состав пород сопредельных складчатых областей. Хотя связь грунтово-инфильтрационных накоплений урана с выходами высококларковых пород, в первую очередь гранитов, является ослабленной и нередко они разделены расстояниями в несколько десятков километров,

тем не менее широкое развитие этих пород является, по-видимому, обязательным. В отдельных случаях роль источников урана может принадлежать и перекрывающим угленосные отложения образованиям (радиоактивные туфы некоторых районов Дакоты, США).

Литолого-фациальные критерии определяются рудоконтролирующей ролью депрессионных зон, которые и в последующие эпохи во многом влияли на движение подземных вод. Рудовмещающие отложения могут быть представлены различными осадками. Все они обладают первичной окраской и обогащены органическими веществами (обломки древесины, растительный детрит, бурые угли).

Урановорудные районы с пластово-инфильтрационным оруденением свойственны преимущественно мезозойским и кайнозойским формациям краевых частей чехла платформ в зоне сочленения с приподнятыми складчатыми областями. Позиция УРР с пластово-инфильтрационным оруденением сходна с таковой для грунтово-инфильтрационного. Рудоконтролирующие депрессионные зоны и залегающие в их пределах угленосные формации на некотором удалении от выступов фундамента перекрыты горизонтами водонепроницаемых глин. Потоки грунтовых вод попадают под покров глин и сменяются пластовыми водами. Необходимым условием для движения вод (и формирования оруденения) является наличие устойчивых областей разгрузки. В платформенных условиях разгрузка осуществляется по долинам рек (палеорек), прорезающих глинистый чехол и вскрывающих угленосные формации, что определяет малые глубины развития зон пластового окисления. Пути движения вод являются древние водотоки. В условиях миграции русловых фаций морфология пластовых зон характеризуется значительной сложностью, особенно в области выклинивания среди дельтовых фаций в средних и дальних от поднятий частях депрессионных зон.

Связь УРР с составом областей питания вследствие их удаления может быть замаскированной, однако при построении латеральных формационных рядов и выделении рудоконтролирующих депрессионных зон в соответствующих частях прилегающих поднятий устанавливается широкое развитие гранитов и других пород с повышенным содержанием урана. Вмещающие угленосные формации представлены в этом типе оруденения в основном аллювиальными фациями с незначительной ролью углей. Следует подчеркнуть реальность формирования оруденения в основном до литификации пород, что накладывает ограничения на возрастной разрыв вмещающих пород и рудных процессов.

Урановорудные районы в областях с орогенным тектоническим режимом. Урановорудные районы орогенных областей по многим параметрам близки к платформенным, но в то же время имеют и ряд специфических особенностей: 1) отсутствие в орогенных областях значительных грунтово-инфильтрационных накоплений урана, поскольку в условиях дислоцированности угленосных отложений

и наличия глубинных зон разгрузок переход поверхностных грунтовых вод в пластовые осуществляется вблизи бортов приразломных впадин и грабенов; 2) резкая смена фаций как по латерали, так и по вертикали; 3) контрастная литолого-фациальная обстановка, которая предотвратила «размазывание» оруденения на больших площадях. Как правило, урановорудные районы в орогенных областях имеют меньшие размеры, чем в платформенных, а руды характеризуются в целом заметно более высокими содержаниями урана и значительно большей мощностью рудных тел.

Урановорудные районы с экзодиагенетическим оруденением ограничены в своем распространении приразломными впадинами, имеющими конседиментационную природу и залеженными внутри складчатых областей в постинверсионный (активизационный) период их развития. Само расположение угленосных впадин указывает на приуроченность их к крупным линейным структурам, что подчеркивает роль тектонического фактора в местоположении УРР. Конфигурация районов в отличие от платформенных является простой и соответствует или мелким впадинам целиком, или частям крупных. Рудовмещающие толщи отделены от фундамента региональным несогласием и нередко имеют в основании коры выветривания.

В составе фундамента практически повсеместно развиты высококларковые граниты или гранито-гнейсы. Конседиментационная природа приразломных впадин и грабенов обусловила расположение благоприятных для накопления урана фаций в двух фациальных зонах: 1) в днище этих структур на участках сочленения аллювиальных фаций с пролювиальными вне площадей угленакопления, 2) в прибортовых зонах в средних и верхних частях разреза на участках пересечения угольных пластов русловыми песчаными врезами (зона сочленения аллювиальных и болотных фаций). В обоих случаях конфигурация речных русел определяет форму и ориентировку рудных залежей. Литолого-фациальные и геохимические особенности угленосных областей определяют незначительность удаления урана от источников.

Урановорудные районы с пластово-инфильтрационным оруденением также располагаются в пределах грабенов и приразломных впадин, однако конседиментационная природа их необязательна. Нередко они представляют собой эрозивно-тектонические останцы относительно крупных седиментационных зон у подножия орогенных поднятий или фрагменты внутренних впадин. Для локализации урана благоприятны прибортовые части впадин, вероятно, в связи с тем, что в контрастной восстановительной среде процессы окислительного ряда достаточно быстро затухают. Глубина развития рудоконтролирующих пластовых зон в отличие от платформенных областей может быть весьма значительной, ибо разгрузка подземных вод могла осуществляться за счет многочисленных разрывных нарушений и внутрiformационных размывов. Характерно, что в составе пород обрамления широко развиты граниты и кислые эффузивы. Вмещающие угленосные формации в урановорудных

районах имеют специфический литолого-фациальный состав, когда аллювиальные пески, по которым развиваются пластовые зоны, непосредственно соприкасаются с мощными пластами углей. Возрастная принадлежность угленосных толщ может быть различной, однако литификация их является в основном пострудной. Время накопления урана во всех случаях совпадает с эпохами орогенных поднятий в обрамлении впадин.

Таким образом, для угленосных формаций характерен широкий спектр накоплений урана. При этом устанавливается прямая связь между типами и разновидностями уранового оруденения и разновидностями угленосных формаций. В областях с платформенным тектоническим режимом экзодиагенетическое оруденение ограничено площадями, где угленосные формации представлены аллювиальными отложениями речных долин и озерных котловин, врезанных в приподнятые в рельефе выступы фундамента. Грунтово-инфильтрационное оруденение смещено в краевые части сплошного чехольного распространения угленосных формаций и локализуется у подножия поднятий в болотных фациях и на продолжении палеодолин в головной части аллювиальных шлейфов депрессионных зон. Пластово-инфильтрационное оруденение удалено от поднятий и тяготеет к тем разновидностям угленосных формаций, которые принадлежат к средним и дальним (дельтовым, веерным) частям аллювиальных шлейфов и еще дальше по фациальному профилю сменяются болотно-озерными фациями зоны угленакопления.

В областях с орогенным тектоническим режимом однотипное явление для уранового оруденения в переходных угленосных формациях замаскировано из-за того, что в условиях активных тектонических движений фациальные зоны, принадлежащие к различным разновидностям угленосных формаций и имеющие разное отношение к ураноносности, сближены. Указанное соответствие латеральных рядов урановорудных образований и геологических угленосных формаций может быть объяснено исходя из наличия достаточно определенных источников урана и путей его миграции. Практически все содержащие урановое оруденение угленосные формации располагаются вблизи участков развития высококларковых гранитов, гранито-гнейсов, кислых эффузивов, в той или иной мере проработанных процессами выветривания. Этим объясняется редкость уранового оруденения в геосинклинальных угленосных формациях, которые по условиям своего образования отделены от кристаллических пород фундамента и его ближайших выходов мощными толщами низкокларковых осадочных пород. Что же касается путей миграции урана, то в пределах поднятий они определялись палеодолинами, эрозийными врезами и озерными котловинами. Экзодиагенетические рудные накопления возникали за счет движения подруслового потока. Далеко не весь уран задерживался в пределах поднятий. Значительная часть его поступала в область развития осадочного чехла по системам местных водотоков в составе подрусловых грунтовых вод. В краевых частях чехла

эти воды формировали грунтово-инфильтрационное оруденение в подстилающих аллювий угленосных отложениях. Еще дальше от поднятий часть подрусловых вод вследствие отдаления очагов разгрузки проникала в более глубокие горизонты угленосных формаций, отрывалась от зоны поверхностного окисления и переходила в пластовые напорные воды, в связи с чем появлялись условия для эпигенетического пластово-инфильтрационного оруденения.

Вопрос об источниках урана непосредственно связан с вопросом об эпохах формирования уранового оруденения в угленосных формациях. Большая часть периодов угленакопления не совпадала с периодами накопления урана, ибо его экзодиагенетические концентрации сравнительно редки и уступают грунтово-инфильтрационным и пластово-инфильтрационным. По-видимому, здесь проявляются закономерности более высокого порядка, характерные для поведения урана в экзогенных процессах в целом. Представляется, что формирование экзогенного оруденения происходило во время усиления миграции урана в поверхностных и подземных водах, резкой активизации их динамики, что вызывалось возникновением орогенических тектонических поднятий.

Для угленосных формаций это выражено приуроченностью уранового оруденения только к тем из них, которые располагаются в нижних частях седиментационных циклов и отделены от подстилающих образований региональными несогласиями, фиксирующими значительную масштабность воздыманий больших территорий. Весьма показательны длительность перерыва, значительная глубина эрозионного среза с выходом на поверхность кристаллических пород и проработка их процессами выветривания. Рекуррентность тектонического развития тех или иных регионов может вызвать несколько временных уровней формирования уранового оруденения в угленосных формациях.

УРАНОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ГИДРОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЧЕХЛОВ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И ДЕПРЕССИЙ

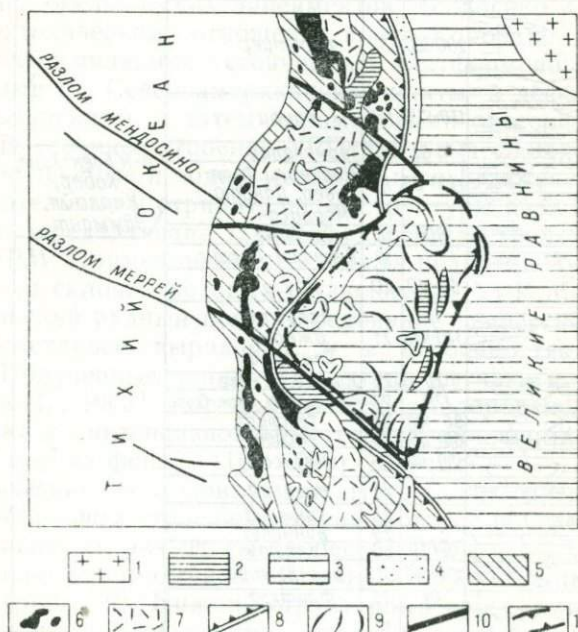
Здесь выделяются две группы. В первой формирование УРМ связано с пластовыми окислительно-восстановительными процессами (Колорадско-Вайомингская, Аргентинская, Мали-Нигерская УРП). Вторая представлена УРП, где формирование месторождений связано с грунтовыми поверхностными и близповерхностными окислительно-восстановительными процессами, образованием субаэральных панцирных кор (каliche), формировавшихся в аридных и семиаридных условиях в разных районах земного шара [Langford F., 1974; Scholle P., Kinsman D., 1974; Steell R., 1974, и др.]. В некоторых случаях с ними тесно ассоциирует урановое оруденение. Примером районов этого типа служит УРР Йилири.

Колорадско-Вайомингская урановорудная провинция

Эта провинция располагается в пределах активизированной части Североамериканской платформы, в зоне сочленения ее со складчатой системой Североамериканских Кордильер (рис. 28). Она охватывает две орографически самостоятельные структуры, каждая из которых соответствует УРО: плато Колорадо (площадью около 400 тыс. км²) и Вайомингские депрессии (около 100 тыс. км²). Западная и южная границы проходят по восточному ограничению Кордильерской складчатой системы и по передовым горным сооружениям Провинции Хребтов и Долин. Восточной границей плато Колорадо и восточной, северной и южной границами Вайомингских депрессий служат хребты Южных Скалистых гор, сложенные преимущественно кристаллическими породами структурно-формационного комплекса основания Североамериканской платформы.

Рис. 28. Положение Колорадско-Вайомингской УРП в генеральных структурах западной части Североамериканского континента (по данным П. Кинга [1969] и Е. Д. Карповой [1973]).

1 — Канадский щит; 2 — выступы докембрийского фундамента Североамериканской плиты в Кордильерах; 3 — чехол Североамериканской плиты; 4 — краевая эпиплатформенная глыбово-складчатая область; 5 — геосинклинально-складчатые структуры Кордильер (невадийские и более молодые); 6 — гранитоидные батолиты (преимущественно юрские); 7 — наложенные вулканогенные пояса и поля (неогеновые и плейстоценовые); 8 — граница геосинклинально-складчатых структур с платформой; 9 — Скалистые горы, сводово-глыбовые структуры Кордильер (ларамийские и более молодые); 10 — переходные зоны между секторами Кордильер; 11 — Колорадско-Вайомингская УРП.



СФК	Система	Литологическая колонка	Мощность м	Породы	Местные подразделения	Месторождения	Возраст оруденения, млн. лет	Условный знак урф	
Чехлы древней платформ и областей тектонической и тектоно-магматической активизации	Q		0-200	1					
	N ₂		0-100	2	Огаллала				
	N ₁		60-70	3	Брайнс-Парк				
	P ₃		20-200	4	Арикари				
	P ₂		45-230	6	Уагон-Бэд	Шерли Бейсин, Сентрал Паудер-Ривер, Соутери Паудер-Ривер, Гас Хиллс	0,250-13	▲ ▲ ▲	
									100-1200
	P ₁		0-70	8	Форт-Юнион				
									0-2000
	K ₂		220-450	10	Мититс Льюис				
									0-440
	K ₁		1330-1670	12	Коди-Шейл, Стилл				
									200-300
	K ₁		130-175	14	Моури				
									70-85
	J ₃		100-130	16	Кловерли, Фолл-Ривер, Лакота	p-н Блек-Хилл, Ховер, Карлайл, Эджмонт		▲ ▲ ▲	
									80
	J ₁		60-110	20	Наггит				
									370-430
	P		20	22	Динвид, Гус-Зег				
									120
	C		80-100	24	Тенслит				
									50-65
	D		100-140	26	Мэддисон				
									500
	O		0-70	30	Гэллатин				
									100-140
	AR-AR		30	32	Флатхэд				
									+

Рис. 29. Позиция уранового оруденения в сводном стратиграфо-литологическом разрезе Вайомингской УРО (Колорадско-Вайомингская УРП).

Условные обозначения см. на рис. 10.

Породы: 1 — пески, гравий, 2 — пески, глины, туфы андезитов, силлы монзонитов, 3 — конгломераты, песчаники, известняки, витрофирные туфы, 4 — пески кварцевые и туфогенные, 5 — бентонитовые глины с линзами аркозовых песчанников, конгломератов, туфов, 6 — бентонитовые глины, песчаники, конгломераты, 7 — глинистые и углистые сланцы, аркозовые песчаники, конгломераты, тела гранодиорит-порфиров, 8 — песчаники, конгломераты, сланцы, 9 — песчаники, гравелиты, конгломераты, аргиллиты, прослои углей, 10 — песчаники и сланцы с горизонтами углей, 11 — песчаники, сланцы, алевролиты с прослоями угля, 12 — сланцы, песчаники, 13 — песчаники, черные сланцы, в основании — нефтеносный пласт твердого бентонита, 14 — кремнистые сланцы с многочисленными остатками рыб, аргиллиты, бентониты, 15 — сланцы, песчаники, аргиллиты, бентониты, 16 — песчаники с прослоями черных сланцев и конгломератов, 17 — пестроцветные песчаники, аргиллиты, 18 — песчаники, известняки, сланцы, 19 — известняки, аргиллиты, гипсы, 20 — песчаники, 21 — известняки, песчаники, аргиллиты, 22 — песчаники, сланцы, 23 — аргиллиты, доломиты с горизонтами фосфатизированных пород, 24 — песчаники с линзами доломитов, 25 — песчаники, сланцы, известняки, доломиты, 26 — известняки, доломиты, 27 — известняки, черные сланцы, песчаники, доломиты, 28 — известняки, доломиты, сланцы, аргиллиты, 29 — доломиты, 30 — пестроцветные песчаники, известняки, конгломераты, 31 — аргиллиты, песчаники, конгломераты, 32 — кварцитовидные песчаники, 33 — граниты, гнейсы, кристаллические сланцы.

Отроги этих же гор вместе с хребтами Средних Скалистых гор отделяют Вайомингские депрессии от плато Колорадо. Западная граница Вайомингских депрессий проходит по передовым хребтам Северных Скалистых гор.

Главным признаком, позволяющим рассматривать эту территорию как единую УРП, является ее геотектоническая позиция, определяющаяся размещением в зоне суборогена, сформировавшегося на границе Североамериканских Кордильер и расположенной восточнее Североамериканской платформы. С севера и юга УРП ограничена сложными системами разломов, представляющих собой продолжение океанических линеаментов Мендосино и Меррей.

В геотектоническом отношении плато Колорадо и Вайомингские депрессии являются устойчивыми платформенными блоками, отчлененными от Североамериканской плиты и деформированными пенсильванскими, а затем ларамийскими орогеническими движениями. Внутреннее строение УРП довольно сложное. Здесь чередуются опущенные и поднятые блоки и сочетаются многочисленные положительные и отрицательные структуры различного порядка, нередко определяющие закономерности пространственного размещения УРМ. Примером могут служить поднятия Анкомпангре и Монумент, на склонах которых расположены УРР Монумент-Велли и Ураванский рудный пояс. Чередование депрессий и поднятий находит отчетливое выражение и в особенностях глубинного строения. Полученные данные позволили высказать предположение [Pakiser L., 1965] о приуроченности «Колорадского минерального пояса» к интенсивной гравитационной аномалии порядка $+300 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ на фоне $+(160 \div 220) \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

Геофизические исследования подтверждают представления о чешуйчато-блоковом строении региона, которое обусловлено широким и интенсивным развитием процессов ТМА.

Колорадско-Вайомингская УРП характеризуется двухъярусным строением (рис. 29). Нижний структурный ярус, или фундамент, представлен метаморфическими породами докембрия (СФК осно-

вания Североамериканской платформы). Среди них в Большом Каньоне выделяются архейские кристаллические сланцы, гранито-гнейсы и гнейсы, абсолютный возраст которых 3100 млн. лет, а также протерозойские песчаники, сланцы, кварциты и кристаллические сланцы, прорванные интрузивными дайками гранитов, имеющих абсолютный возраст 1650—1750 млн. лет [King P., 1969]. В верхнем структурном ярусе преобладают морские и континентальные терригенные образования палеозойского — третичного возраста (СФК платформенного чехла). В основании разреза комплекса (район Большого Каньона) залегают кварцитовидные песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу сланцами и известняками, содержащими кембрийские органические остатки.

Данные по стратиграфии нижнего и среднего палеозоя районов Колорадо и Вайоминг указывают на неоднократные поднятия, сопровождавшиеся эрозией приподнятых блоков и чередовавшиеся с опусканиями и трансгрессией моря. Трансгрессии происходили в девоне, когда сформировалась маломощная (до 100 м) пачка известняков и сланцев, и в раннем карбоне, когда образовались известняки и доломиты с прослоями песчаников. В морских условиях накапливались пенсильванские (средне-верхнекарбоновые и нижнепермские) битуминозные известняки, черные сланцы и песчаники, существенно обогащенные ураном.

Начиная со времени пенсильванской складчатости провинция вступает в качественно новую стадию развития, характеризующуюся частыми сменами морских условий накопления осадков прибрежно-морскими, лагунными и речными. Преобладают речные отложения. Мощности отдельных свит весьма непостоянны и колеблются от 0 до первых сотен метров. На плато Колорадо распространены породы различного происхождения — морские, лагунные, континентальные. Рудовмещающие формации, слагающие большую часть плато, имеют континентальное происхождение.

Для рудовмещающих толщ Колорадско-Вайомингской УРП характерно высокое содержание органического вещества. Это объясняется обилием рассеянных в породах растительных остатков, а также тем, что Колорадская УРО является южной, а Вайомингская — северной частью нефтегазоносной провинции Скалистых гор. Главные нефтегазоносные горизонты располагаются в отложениях карбона и перми и относительно реже в образованиях триасового, юрского и мелового возраста.

Ведущая роль в формировании УРМ, по представлениям большинства исследователей, в Колорадской урановорудной области принадлежит ларамийской орогении, а в Вайомингской — более молодым, неоген-четвертичным, движениям. Процессы тектонической активизации сопровождались разновозрастными и пестрым по составу магматизмом. В центральной части Колорадо известны штоки и лакколиты умеренно кислого и среднего, с повышенной щелочностью, состава (от диорит-монцитов до сиенит-порфиоров). Они слагают горы Абако, Генри и др. Возраст внедрения штоков и лакколитов по различным данным колеблется от олигоцена до

плиоцена. Несколько позднее, в миоцен-четвертичное время, преимущественно вдоль глубинных разломов, ограничивающих УРП, произошло излияние базальтовых и в меньшей мере андезитовых и риолитовых лав. Дайки базальтов и лампрофиров часто встречаются в пределах плато Колорадо.

В районе г. Лагуна, где расположено месторождение Джекпайл, интенсивный вулканизм продолжался от неогена до четвертичного времени. По данным Л. Хилперта и Р. Менча [1959], он моложе руд урановых месторождений, возраст которых колеблется от раннего до позднего палеогена. На месторождениях Джекпайл и Сэнди описаны также диабазовые силлы и дайки, секущие и метаморфизующие рудные тела.

Главные промышленные месторождения урана в Колорадско-Вайомингской УРП приурочены к полого залегающим континентальным (преимущественно речным) отложениям и относятся к урановой формации в терригенных породах. На ранних стадиях изучения УРМ Вайомингской УРО противопоставлялись месторождения Колорадо. В формировании большинства УРМ Колорадской урановорудной области существенную роль, вероятно, играли восходящие нагретые воды, обогащенные ураном, а УРМ Вайомингской — нисходящие кислородные грунтовые и пластовые воды. Некоторые исследователи установили принципиальные различия и в минеральном составе урановых руд, поскольку на Колорадском плато широко развиты битумно-настурановые месторождения, а в Вайомингских депрессиях — настуран-черневые, с минералами селена, месторождения. Дальнейшее изучение показало наличие того и другого минеральных типов в обеих урановорудных областях. Было также установлено, что в формировании УРМ плато Колорадо наряду с восходящими растворами участвовали и нисходящие кислородные воды. Наметились черты сходства геологических и гидрогеологических критериев локализации уранового оруденения Вайомингской и Колорадской УРО: расположение УРМ на крыльях артезианских бассейнов, упорядоченное положение месторождений в ряду гидрогеологической (вертикальной и горизонтальной) и гидрохимической зональности и т. д. Поэтому можно сделать вывод, что важнейшим агентом формирования УРМ были воды аэрации, грунтовые и пластовые, извлекавшие уран из пород, транспортировавшие и отлагавшие его на геохимических барьерах. Это позволяет рассматривать оруденение Колорадско-Вайомингской УРП как единый формационный тип, обязанный своим возникновением инфильтрационным процессам с двумя основными минеральными типами — битумно-настурановым и селен-черневым.

Основные факторы, контролирующие размещение УРМ в Колорадско-Вайомингской УРП. В структурном плане Колорадская и Вайомингская УРО располагаются в пределах суборогена, развивающегося на западной окраине Североамериканской платформы, а отдельные наиболее крупные месторождения — на крыльях антиклинальных структур либо сводовых поднятий: Джекпайл — на северо-восточном склоне

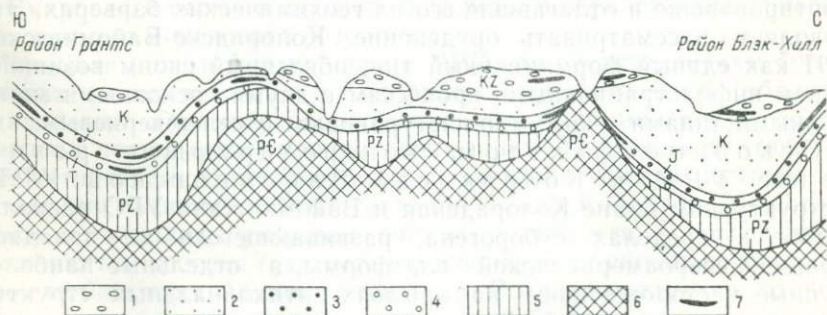
поднятия Зуни, район Мейбел — на крыле крупной антиклинальной структуры, являющейся восточным продолжением поднятия Уинта [Кейс У., Додд Ф., 1959; Рассел Р., 1959].

Стратиграфический контроль оруденения выражен неотчетливо, так как практически во всех отложениях, от верхнепермских до верхнечетвертичных, встречаются промышленные месторождения урана (рис. 30). При этом и в отдельных районах, как отмечают Л. Хилперт и Р. Менч [1959], не выделяется какой-либо определенный рудоносный горизонт. Так, все урановые месторождения района Амброзия-Лейк, заключенные главным образом в верхнеюрской формации Моррисон, располагаются на различных стратиграфических уровнях. В региональном же плане намечаются три главных стратиграфических уровня оруденения: триасовый, верхнеюрский и палеогеновый (палеоцен-эоценовый). С последним связаны месторождения Вайомингской УРО, в которых находится около 40% запасов урана США [Harshman E., 1972, 1974].

Литологический контроль оруденения выражен достаточно отчетливо. Большая часть промышленных месторождений локализуется в континентальных аллювиальных отложениях, характеризующихся фациальной изменчивостью как по латерали, так и по разрезу. Значительно реже [Кейс У., Додд Ф., 1959; Rosholt J., 1961] месторождения урана встречаются в прибрежно-морских и лагунных песчаниках и озерных известняках. На площадях распространения речных отложений формации Моррисон урановые месторождения приурочены к фациальной зоне перехода массивных песчаников к аргиллитам (месторождения Ураванского и Южного рудного поясов и др.).

Рис. 30. Схематический разрез через Колорадско-Вайомингскую УРО.

1 — кайнозойские отложения, формации Форт-Юнион, Уосату, Уинд-Ривер, Грин-Ривер и др.; 2 — меловые отложения, формации Манкос, Массаверде, Кловерли, Фолл-Ривер, Дакота и др.; 3 — юрские отложения, формации и группы Моррисон, Тодилто, Энтрада, Глен-Каньон, Сан-Рафаэль и др.; 4 — триасовые отложения, формации Моенкопи, Шинарампи, Чинл и др.; 5 — палеозойские отложения, формации Фосфория, Галлатин, Парадокс, группа Хермеца и др.; 6 — докембрийский фундамент, группы Ачапе, Гранд-Каньон и др.; 7 — гидротермальные урановые месторождения.



Характерной особенностью локализации УРМ в пределах рассматриваемой УРП является приуроченность их к красноцветным толщам, сформировавшимся в аридных условиях.

Переходя к рассмотрению гидрогеологических факторов, отметим, что УРМ в пределах Колорадско-Вайомингской УРП располагаются в краевых частях артезианских бассейнов, на склонах поднятий. Наиболее богатые рудные тела приурочены к границам горизонтов с хорошей и малой проницаемостью, т. е. к границам зон активного и замедленного водообмена. Подземные воды ураноносных районов содержат повышенные концентрации урана — $n(10^{-5} \div 10^{-4})$ г/л. Он мог заимствоваться из обогащенных ураном вулканогенных толщ, расположенных в окружающих поднятиях, а также из подстилающих толщ, в том числе и обогащенных органическим веществом и ураном девонских и пенсильванских черных сланцев, песчаников, известняков. Предполагается, что глубинные воды артезианских бассейнов, обогащенные ураном в окисной форме, при подъеме осаждали его в восстановительной обстановке в пропитанных битумами песчаниках. Примером служит месторождение Джекпайл на склонах поднятия Зуни.

Магматический фактор контроля уранового оруденения в Колорадско-Вайомингской УРП не проявлен. Однако от перми до неогена в окружающих областях и отчасти в пределах УРП происходила вулканическая и интрузивная деятельность, что, несомненно, способствовало более интенсивному прогреву глубинных частей артезианских бассейнов и, возможно, частичному смешению вод из глубинных горизонтов с водами, сопровождавшими вулканизм. Пепловый материал и лавы кислого состава некоторыми исследователями рассматриваются как возможный источник урана. На плато Колорадо наряду с урановой широко развита селеновая, ванадиевая и медная минерализации. Ванадий, по данным Дж. Паттерсона [Patterson J., 1970], присутствует в 90% месторождений УРП. Минералы свинца и цинка встречаются значительно реже.

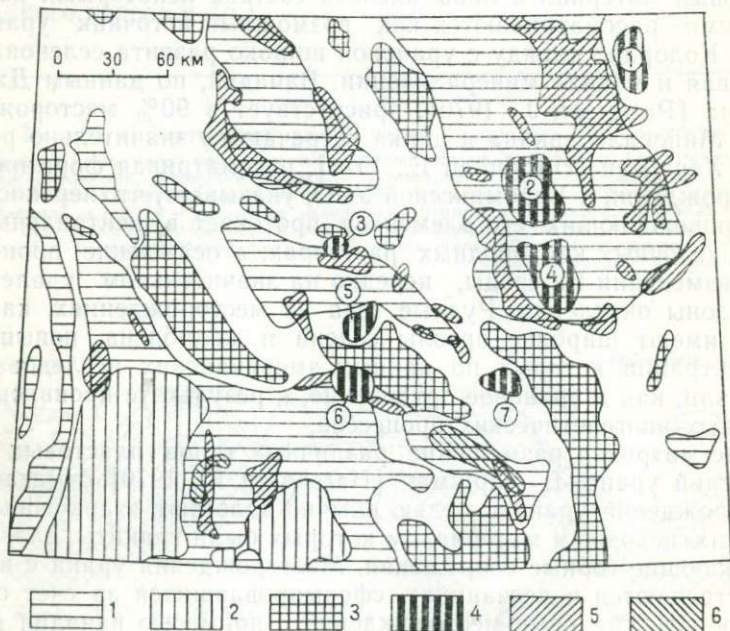
Е. Харшман [Harshman E., 1974], рассматривая формирование месторождений в Вайомингской УРО, указывает, что перенос урана и сопровождающих его элементов протекает в нейтральных или слабощелочных кислородных растворах, а осаждение происходит при изменении Eh среды, нередко на значительном удалении от края зоны окисления. Рудные тела на месторождениях, как правило, имеют широкие ореолы селена и молибдена, повышенные концентрации которых, по данным американских исследователей, возникли, как и урановое оруденение, в результате проявления экзогенных эпигенетических процессов.

Рассматривая размещение различных типов пластовых месторождений урана, Е. Харшман [Harshman E., 1970] отмечает, что месторождения урана с медью обычно залегают в аркозовых песчаниках, исходным материалом которых были граниты, слагающие окружающие горные сооружения. Месторождения урана с ванадием встречаются в песчаниках, сформировавшихся за счет осадочных пород. Урановые месторождения с примесью ванадия и меди

встречаются как в тех, так и в других песчаниках, а также в отложениях, обогащенных туфогенным материалом.

Соотношение урановорудности с нефтегазоносностью. Основные урановорудные районы Колорадо и Вайоминга находятся преимущественно в пределах области палеозойского нефтегазонакопления. При этом месторождения урана в Вайомингской УРО тяготеют преимущественно к краевым частям нефтегазоносных бассейнов (рис. 31), часто с разрушенными нефтяными и газовыми месторождениями. Это особенно отчетливо проявлено в УРР Северный Блэк-Хилл, Паудер-Ривер, Пампы-Бьютте и др. Однако категорический вывод о прямой зависимости урановорудности провинции от ее нефтегазоносности, видимо, малообоснован. Битумы являются хотя и существенным, но отнюдь не единственным восстановителем; в пределах рудовмещающих толщ Колорадо-Вайомингской УРП наряду с битумами широко развиты пирит, остатки растительной органики и некоторые другие осадители урана.

Рис. 31. Положение урановорудных, нефтегазоносных и угленосных районов в Вайомингской УРО (с использованием материалов Д. Лэйна, Ф. Рута, Б. Гласса). 1 — депрессии, выполненные угленосными отложениями с горизонтами бурых и каменных углей; 2 — депрессии, выполненные битуминозными сланцами; 3 — выступы докембрийского фундамента; 4 — нефтегазоносные и 5 — угленосные районы; 6 — урановорудные районы (цифры в кружках): 1 — Северный Блэк-Хилл, 2 — Пампы-Бьютте, 3 — Коппер-Маунтин, 4 — Южный Паудер-Ривер, 5 — Гесс-Хилл, 6 — Грин-Маунтин, 7 — Шерли-Бейсин.



Формирование УРМ происходило в течение длительного времени. Отчетливо намечаются две области с разновозрастным оруденением: плато Колорадо, где урановые минералы образовались 55—80 млн. лет назад, и район Вайомингских депрессий, где возраст урановых месторождений по свинцово-урановым датировкам колеблется от 130 тыс. лет до современного. Почти одновременно с экзогенными эпигенетическими месторождениями Колорадского плато в структурах его обрамления сформировалась многочисленная группа небольших по масштабу гидротермальных флюорит-настурановых (Мерисвейл) и сульфидно-настурановых (Лос-Охос, Сан-Акасла, Мунлайт и др.) месторождений. В месторождениях Коппер-Кинг и Сильвер-Клифф отмечается небольшое количество золота, серебра, висмута, никеля и кобальта. Гидротермальные месторождения контролируются сбросами, сбросо-сдвигами и зонами дробления, возникшими во время ларамийской активизации.

Вопросам генезиса урановых месторождений плато Колорадо и Вайомингских депрессий посвящено много публикаций [Nininger R. a. o., 1960; Harshman E., 1970; Nuttl J., 1958; Noble E., 1960]. Исследователи, подчеркивая ведущую роль инфильтрационных процессов в формировании месторождений Колорадско-Вайомингской УРП в целом, отмечали также и различия в механизме рудообразования УРМ плато Колорадо, с одной стороны, и Вайомингских депрессий — с другой. Большая часть УРМ Колорадо контролируется зональностью восстановления и возникает в результате привноса урана глубоко залегающими артезианскими водами и осаждения его окисляющимися битумами с участием сероводорода.

Формирование урановорудных месторождений в Вайомингских депрессиях, контролируемых окислительной зональностью, все исследователи связывают с нисходящими водами; УРМ образовались здесь в условиях меньших глубин, чем в Колорадской УРО. Восстановителем урана на месторождениях Вайомингской УРО служили разлагающиеся растительные остатки и сероводород [Walton X., 1960]. Тесная ассоциация урана с пиритом, по мнению ряда исследователей, свидетельствует об их почти одновременном высаживании из водных растворов под воздействием сероводорода, проникавшего из нижележащих песчаников. Тесная пространственная и генетическая связь урановых концентраций с зонами пластового окисления является главным признаком месторождений Вайомингских депрессий.

Источником урана многих урановых месторождений служили кислые магматические породы обрамления плато Колорадо и Вайомингских депрессий. В последних содержание урана составляет $(3 \div 6) \cdot 10^{-4}\%$. Лабораторные исследования показали, что уран из них легко выщелачивается почти нормальными грунтовыми водами при наличии сульфидов и углекислоты. Е. Харшман [Harshman E., 1970] придерживается мнения, что источником урана могли явиться и рудовмещающие толщи красноцветных терригенных пород.

В последние годы в литературе обсуждается вероятность участия в образовании УРМ плато Колорадо слабо нагретых (видимо, не выше 70° С) гидротермальных растворов или восходящих подземных вод глубокой циркуляции. УРМ же Вайомингской УРО, как показывают работы зарубежных исследователей, сформированы нисходящими кислородными грунтовыми водами, которые двигались по проницаемым пластам от областей питания.

Аргентинская урановорудная провинция

Провинция располагается в южной части Южноамериканского континента, в зоне суборогена, сформировавшегося на границе Андийского орогена и Бразильской платформы. Геотектоническая позиция ее, таким образом, очень сходна с положением Колорадско-Вайомингской УРП.

Северной границей провинции служат зоны разломов близширотного простирания, являющиеся продолжением мощного океанического линеймента — Сала и Гомес. Южная граница, совпадающая с депрессией Рио-Колорадо — Рио-Негро, также, вероятно, имеет тектоническую природу (рис. 32).

Орографически УРП представляет собой высоко поднятое плато Сьерра-Пампы, окруженное депрессиями Неукен, Мендоса, Центральнопредандийской, Чако-Пампы. Основной тектонической структурой УРП является массив Сьерра-Пампы — западная окраинная часть Бразильской платформы, вовлеченная в новейшие горообразовательные движения.

Наиболее древние — раннедокембрийские — образования установлены в пределах массива Сьерра-Пампы. Они представлены разнообразными гнейсами, мигматитами, кварцитами, филлитами, кварц-хлоритовыми сланцами, прорванными крупными интрузивами гранитоидов с пегматоидами, а также метагабброидами, метадиабазами. Как отмечает В. Е. Хаин [1971], в среднем протерозое западная часть Бразильского щита, включавшая массив Сьерра-Пампы, была приподнята и подвергалась размыву, в то время как в восточной его части широко проявились вулканоплутонические формации орогенного ряда.

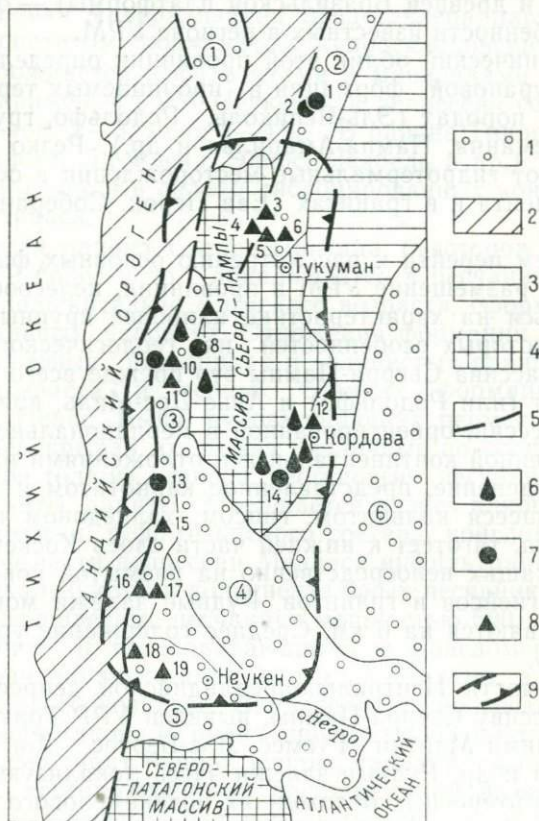
Докембрийский фундамент в западной части массива перекрыт чехлом континентальных осадков пермо-триаса. В позднем миоцене, в ходе одной из главных орогенических фаз, массив Сьерра-Пампы был вовлечен в общее поднятие, на фоне которого отдельные блоки испытывали вертикальные перемещения различных знаков. В результате образовались области накопления — межгорные депрессии и разделяющие их горсты, служившие областями сноса.

Геологическое строение чехла сложное. В состав его входят неоднократно активизированные (от докембрия до настоящего времени) платформенные отложения. Интенсивность процессов ТМА в различных частях УРП была неодинаковой. Так, в частности, с позднего девона и до перми большая часть массива Сьерра-Пампы

испытывала поднятие, сопровождавшееся интенсивными пликтивными и дизъюнктивными дислокациями. В то же время в пределах окружающих массив депрессий (Чако-Пампы, Центрально-предандийской) шло накопление конгломератов, красноцветных песчаников, битуминозных сланцев, чередующихся с горизонтами эффузивов основного состава. Наиболее значительные перестройки происходили на границе докембрия и фанерозоя, в триасе, на границе юры и мела, мела и палеогена и в неогене.

Рис. 32. Структурная схема Аргентинской УРП [Stipanovic P., Rodrige F., 1968 г.; Хаин В. Е., 1971] с дополнениями и изменениями автора).

1 — депрессионные структуры, выполненные позднепалеозойско-мезозойскими и кайнозойскими преимущественно терригенными отложениями (цифры в кружках): 1 — грабен Альтиплана; депрессии — 2 — Центральнопредандийская, 3 — Мендоса, 4 — Рио-Колорадо — Рио-Негро, 5 — Неукен, 6 — Чако-Пампы; 2 — мезозойско-кайнозойские геосинклинально-складчатые сооружения; 3 — позднеротерозойско-фанерозойский осадочный чехол древней платформы; 4 — выступы докембрийского фундамента; 5 — главные разломы; 6—8 — урановые месторождения: 6 — в пегматитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах, 7 — в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания, 8 — в проницаемых терригенных отложениях; 9 — границы УРП. Урановые месторождения (цифры на схеме): 1 — Ла-Никелина, 2 — Эсперанса, 3 — Мартин Гуемес, Лос-Бертос, 4 — Дон-Отто, 5 — Эмми, 6 — Алемания, 7 — Тиногаста, 8 — Саньягоста, 9 — Уркал, 10 — Соия, 11 — Эль-Чепиколь, Сан-Рохе, 12 — Родольфо, 13 — Президент Перон, Соберания, 14 — Ла-Эстелла, 15 — Сьерра-Пинтада, 16 — Агва-Ботада, 17 — Пампа-Амарилья, 18 — Ла-Примеро, 19 — Пало-Кемадо.



Триасовая активизация проявилась в общем сводово-глыбовом поднятии региона, которое сопровождалось расколами по глубинным разломам. Последние служили каналами, по которым произошло излияние лав кварцевых порфиров и порфиритов и внедрение гипабиссальных интрузивов гранитного состава. Лишь в локальных прогибах накапливались конгломераты и песчаники. В этот период в регионе проявились и складчатые движения большой интенсивности.

Соизмеримой по масштабу с триасовой, вероятно, является лишь позднейшая неогеновая активизация. На поднятиях она проявилась в широком развитии вулканизма с образованием крупных полей дацитов и андезитов, переслаивающихся с туфами и туфобрекчиями, а в депрессиях — в формировании мощных толщ красноватых песчаников, гравелитов и конгломератов.

Необходимо отметить, что периоды поднятий и перерывов в осадконакоплении, наблюдаемые в пределах массива Сьерра-Пампы и в сопредельных депрессионных структурах, достаточно четко совпадают с орогеническими фазами в Андийской складчато-глыбовой системе. Характерные черты геотектонического положения Аргентинской УРП — в области суборогена (на границе орогенного пояса Анд и древней Бразильской платформы) — обусловили и основные особенности известных в регионе УРМ.

Металлогенический облик этой провинции определяется месторождениями урановой формации в проницаемых терригенных и карбонатных породах (Эль-Чепиколь, Родольфо, группа Тонко-Амблайо, Алемания, Пампа-Амарилья и др.). Резко подчиненное значение имеют гидротермальные месторождения в осадочных породах фундамента и в гранитах (Ева Перон, Соберания, Саньягоста и др.).

Прежде чем перейти к рассмотрению основных факторов, контролирующих размещение УРМ в провинции, целесообразно кратко остановиться на характеристике наиболее крупных месторождений и некоторых особенностей их геологического строения. В пределах массива Сьерра-Пампы это прежде всего месторождения Ла-Пунья (или Родольфо) и Аньо-Дос-Миль, приуроченные к крупной депрессии, ориентированной в меридиональном направлении и выполненной континентальными отложениями палеогенового возраста. Оруденение, представленное карнотитом и тьюмунитом, сопровождающееся кальцитом, гипсом, халцедоном и гидроокислами марганца, тяготеет к нижней части слоев Коскен эоценового возраста, лежащих непосредственно на размытой поверхности докембрийских гнейсов и гранитов. Рудные залежи мощностью 2—8 м прослеживаются на 6 км. Среднее содержание урана в рудах 0,07—0,0150%.

В южной части Центральнопредандийской депрессии, примыкающей к массиву Сьерра-Пампы, выявлен УРР Тонко-Амблайо с месторождениями Мартин Гумес, Лос-Бертос, Дон-Отто, Эмми, Ла-Деспидада и др. Рудные залежи здесь локализуются в континентальных нефтеносных отложениях позднемелового возраста се-

рии Сальта мощностью 1300—1450 м. В южной части прогиба эти отложения залегают с резким несогласием на метаморфических и магматических породах докембрийского фундамента, а в центральной — на палеозойских образованиях.

На месторождении Ла-Деспидада урановая минерализация ассоциирует с медной. Содержание U_3O_8 колеблется от 0,05 до 0,2%. Общие запасы района, включающие группы Тонко-Амблайо и Алемания, более чем 28 тыс. т U_3O_8 .

В депрессии Мендоса эпигенетические инфильтрационные месторождения выявлены в трех районах. В районе Маларгуэ (месторождения Пампа-Амарилья, Агва-Ботада) урановое оруденение локализуется в верхнемеловых континентальных отложениях формации Диамантино, лежащих на нижнемеловых глинисто-известковистых породах, образовавшихся в период смены морских фаций континентальными. Оруденение приурочено к аркозовым мелкозернистым желтым, серым и реже почти черным песчаникам, содержащим асфальтиты, а также к пестрым по окраске глинам. Нередко в породах присутствуют обугленные растительные остатки. Рудные залежи представлены пластообразными и линзообразными телами, приуроченными обычно к двум стратиграфическим горизонтам. Урановая минерализация представлена настураном, уранофаном, карнотитом, туюмунитом, купроскладовскитом и иоганитом и сопровождается асфальтитами и минералами меди, селена, ванадия. Например, в УРМ Неукенской депрессии содержание ванадия достигает 2—3, меди 2—4%. В районе Тиногаста (месторождения Норма, Ла-Флеча, Элиос, Исабель и др.) урановое оруденение локализуется в сильно дислоцированных континентальных отложениях триаса.

Рудные тела района Сьерра-Пинтада (месторождения Доктор Бальес, Лос-Ресонес и др.) локализируются в песчаниках формации Кочино предположительно пермского возраста, сформировавшихся в континентальных условиях. Отложения формации Кочино залегают на аркозовых песчаниках и глинистых сланцах каменноугольного возраста и черных сланцах формации Арчилляс Negro de la Peña. Выше рудовмещающих пермских отложений, несогласно перекрывая их, лежат различные по составу эффузивы «порфирировой толщи» триаса, неогеновые песчаники, глинистые сланцы, андезиты, дациты. Завершается разрез плиоценовыми глинами, песчаниками, туфами кислого состава, конгломератами.

В северной части депрессии Мендоса инфильтрационные месторождения локализируются в континентальных песчаниках пермо-карбона. Это красноцветные песчаники мощностью 500—700 м, содержащие органику и переслаивающиеся с конгломератами; перекрываются они липарито-дацитами и андезитами, а также песчаниками триасового возраста. Оруденение тесно связано с углефицированной органикой. В рудах присутствуют настуран, казолит, карнотит, халькопирит, борнит, куприт, малахит, лимонит и кальцит.

Наряду с месторождениями рассматривенной выше УРФ в Аргентинской УРП имеется ряд небольших гидротермальных место-

рождений урановой формации в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания. Они выявлены преимущественно в породах основания массива Сьерра-Пампы (месторождение Ла-Эстелла) и реже в породах осадочного чехла (месторождения Президент Перон, Соберания). На месторождении Ла-Эстелла жилы и штокверки с уранинитом сопровождаются халцедоном и флюоритом. На месторождениях Индепенденс, Соберания, Президент Перон, локализующихся в палеозойских и мезозойских отложениях, рудные жилы и брекчии состоят из кварца с кальцитом и содержат настуран, гуммит, шрекингерит, уранофан, фосфуранилит (?), а также незначительное количество сульфидов железа и меди, иногда минералы селена и ванадия. Аналогичные по составу и масштабу гидротермальные проявления известны и в западной части прогиба Мендоса, в пределах широкой полосы палеозойских осадочных пород (месторождения Сан-Себастьян, Санта-Бригида, Сан-Рохе, Уркал).

В древних гранитах в пределах массива Сьерра-Пампы выявлены многочисленные пегматитовые тела, в которых уранинит присутствует в ассоциации с бериллом, сподуменом, колумбит-танталитом, монацитом. Наиболее интересными являются скопления богатых руд в пегматитах Сьерра-де-Коменчингонес и Сьерра-де-Сан-Луи.

Основные факторы, контролирующие размещение УРМ в Аргентинской УРП, весьма сходны с теми, что известны для Колорадско-Вайомингской УРП. Аргентинская УРП также приурочена к зоне суборогена, охватывающего окраинную часть платформы и ограниченного с севера и юга крупными глубинными разломами.

Стратиграфический контроль также выражен неотчетливо, поскольку УРМ размещаются во всех отложениях — от пермских до неогеновых (рис. 33).

Более или менее отчетливо проявлен литологический контроль оруденения (УРМ приурочены преимущественно к рыхлым водопроницаемым песчаникам, переслаиваемым с горизонтами глинистых пород, являющихся водоупорами). Интенсивный магматизм, неоднократно проявившийся в мезозойской и кайнозойской эрах, вероятно, способствовал повышению температуры глубинных вод артезианских бассейнов, а следовательно, и извлечению и переносу урана.

Соотношение ураноносных структур с нефтегазоносными. В Центральнопредандийской депрессии нефтегазоносная область и урановорудные районы Тонко-Амблайо и Алемания расположены в южной части. Регионально нефтегазоносными здесь являются отложения девона, пермо-карбона, мела и палеогена.

Неукенская депрессия входит в нефтегазоносную область Южно-Предандийских депрессий (рис. 34). Характерной особенностью этой структуры является наличие в разрезе эффузивных образований триасового, мелового и палеоген-четвертичного возраста. Нефтегазоносными комплексами в депрессии Неукен являются песча-

Рис. 33. Схематический разрез через Аргентинскую УРП.

1 — неогеновые и палеогеновые отложения, слои Коскин (эоцен) и Лос-Льянос (миоцен); 2 — кайнозойские отложения, формации Араукания, Санта-Крус, Эль-Сенизо и др.; 3 — меловые отложения — серии андийская, неукенская, формации Сальта, Диамантина и др.; 4 — юрские отложения — серии куанская, лотенская, чакаянская; 5 — триасовые отложения — формации Чойолитенсе, серия Порфиритика; 6 — пермские (частично пермо-карбонные) отложения — серия Кочино, формация Лос-Корралес и др.; 7 — карбоновые отложения — формация Агуа-Эсконда; 8 — докембрийские гранитоиды и гнейсы массива Сьерра-Пампы — серия Хоркуэта, формация Педро Адилар; 9 — главные разломы; 10 — основные урановые месторождения: I — Родольфо, Аньо-Дос-Миль, II — Марти-Гуемес, Дон-Отто, Ла-Деспиада, Пампа-Амарилья, III — Норма, Ла-Флеча, Элиос, IV — Доктор Баллес, Лос-Ресонес.

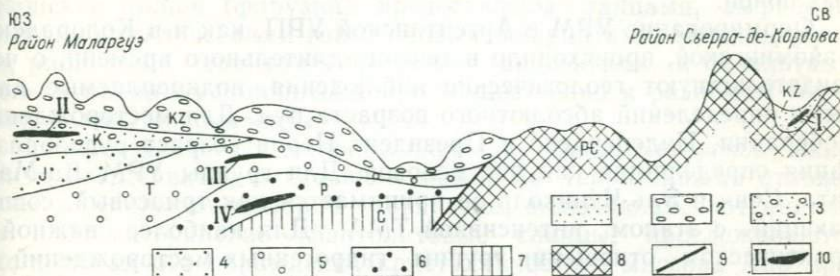


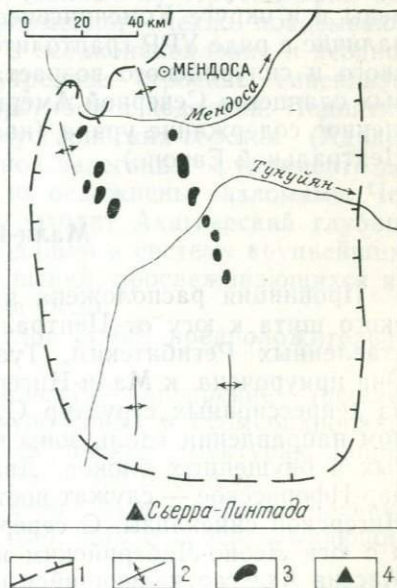
Рис. 34. Положение месторождений нефти, газа и урана в районе Неукен Аргентинской УРП.

1 — граница нефтегазоносного района; 2 — оси антиклиналей; 3 — нефтегазоносные структуры; 4 — гидрогенные урановые месторождения.



Рис. 35. Положение месторождений нефти, газа и урана в районе Мендоса Аргентинской УРП.

Условные обозначения см. на рис. 34.



ники и трещиноватые глинистые сланцы триаса, юры и мела. Нефтегазоносная область депрессии Мендоса (25—75 тыс. км²) находится в пределах Высокой Пампы с абсолютными отметками 300—600 м (рис. 35). Здесь нефтегазоносными являются песчаники, трещиноватые глинистые сланцы, туфы триаса и песчано-конгломератовая толща палеогена. В целом для рассматриваемого региона, как и для Колорадско-Вайомингской УРП, характерно расположение месторождений урана по периферии нефтегазоносных полей.

Формирование УРМ в Аргентинской УРП, как и в Колорадско-Вайомингской, происходило в течение длительного времени, о чем свидетельствуют геологические наблюдения, подкрепляемые данными определений абсолютного возраста руд. Для месторождений Соберания, Индепенденс и Президент Перон возраст рудообразования определяется как постмеловой. Для группы УРМ Ла-Мартиа, Соня и Эль-Чепиколь он принимается как триасовый, совпадающий с этапом интенсивной ТМА. Для наиболее важной в практическом отношении группы гидрогенных месторождений в проницаемых терригенных осадках перми (месторождение Сьерра-Пинтада), мела (месторождения Пало-Кемадо, Мария-Тереза, Дон-Отто, Алемания, Агва-Ботада), палеогена (месторождение Ла-Пунилья) большинством исследователей устанавливается палеогеновый или неогеновый возраст оруденения.

В качестве наиболее вероятного источника рудного вещества для процессов экзогенного уранового рудообразования в Аргентинской УРП могут рассматриваться граниты массива Сьерра-Пампы, характеризующиеся высоким содержанием урана $(6 \div 9) \times 10^{-4}\%$ [Stipaničić P., 1970]. Высокорадиоактивные граниты выявлены и в округе Комечингонес. Кроме того, необходимо отметить наличие в ряде УРП граптолитовых сланцев средне-позднеордовикского и силурийского возраста. Для одновозрастных граптолитовых сланцев в Северной Америке, Европе, Азии характерно повышенное содержание урана (например, в Среднеазиатском регионе, Центральной Европе).

Мали-Нигерская урановорудная провинция

Провинция расположена в активизированной части Африканского щита к югу от Центральнoсахарской зоны поднятий, представленных Регибатским, Туарегским и Тибестийским щитами. Она приурочена к Мали-Нигерской синеклизе, являющейся одной из депрессионных структур Суданской зоны опусканий. В широтном направлении вдоль зоны наблюдается чередование приподнятых и опущенных блоков. Два таких поднятия — Аирское и Ад-рар-Ифорасское — служат восточной и западной границами Мали-Нигерской синеклизы. С севера УРП ограничивается Туарегским, а с юга Леоно-Либерийским и Дагомейско-Нигерийским щитами. Массив Ахаггар, являющийся центральной частью Туарегского щита

та, разбит на ряд горстов и грабенов, ориентированных в меридиональном направлении.

Ахагарский, Аирский и Аддрар-Ифорасский массивы сложены преимущественно докембрийскими кристаллическими породами архейской (суггарийской), протерозойской (фарузийской) и вендской (нигритийской) систем. Образования суггария представлены гнейсами, мигматитами, амфиболитами, пироксенитами и кварцитами; они прорваны интрузиями щелочных и известково-щелочных гранитов, гранодиоритов и диоритов. Залегающие выше протерозойские толщи (фарузий) представлены сланцами, амфиболитами, кристаллическими известняками, кварцитами, конгломератами, риолитами, дацитами, трахитами, андезитами и базальтами. Поля вулканитов приурочены преимущественно к разломам меридионального направления.

Фанерозойское осадочное выполнение Мали-Нигерской синеклизы представлено в основном морскими терригенными отложениями. Отложения кембрий — ордовика, включающие потенциально нефтематеринские граптолитовые сланцы, прослеживаются вдоль западного обрамления кристаллического массива Аир примерно до 20° с. ш., где скрываются под трансгрессивно залегающими отложениями девона.

Верхневизейская серия Талаш представлена глинистыми алевритами, сформировавшимися в прибрежной части эпиконтинентального морского бассейна. Присутствие в составе серии мелкозернистых темноокрашенных пород, содержащих многочисленные остатки граптолитов, и некоторые другие признаки позволяют считать ее благоприятной для нахождения каустобиолитов нефтяного ряда [Moyal M., 1968].

Приведенные в колонке (рис. 36) данные по стратиграфии более высоких частей разреза платформенного чехла показывают наличие многочисленных перерывов в осадконакоплении и неоднородную трансгрессию моря. Внутреннее строение синеклизы сложное. Она распадается на ряд прогибов и поднятий. Поднятия сложены погребенными отрогами суггарийских горстов (Аддрар-Ифорас и др.). Прогибы с глубиной залегания фундамента до 2,5 км в краевых частях, как правило, осложнены разломами. Через центральную часть синеклизы проходит Ахагарский глубинный разлом древнего заложения, входящий в систему крупнейших, многократно активизированных нарушений, прослеживающихся из Центральной Африки в район грабена Осло.

Для Туарегского щита А. Д. Щеглов [1968] предположительно выделяет две стадии активизации:

1) позднепалеозойско-раннемезозойскую — внедрение трещинных интрузий пестрого состава, приуроченных к субмеридиональным зонам молодых разломов в докембрийских структурах, например цепочка интрузивов в пределах Аирского массива;

2) позднеальпийскую — возникновение и подновление древних разломов как в пределах массива Аир, так и в перекрывающих его толщах.

СФК	Система	Возраст, млн. лет	Литологическая колонка	Мощность, м	Породы	Местные подразделения	Месторождения	Возраст оруденения, млн. лет	Условный знак СРФ		
Чехла древней платформы	N	25		110-300	1	Континенталь, Терминаль					
		Р	67		45-135	2					
	J-K(?)	K ₂	95		100-300	3					
						300-1000	4	Группа Тегама			
						500	5	Группа Иразер Ассауа Серия Чирезрин			
						30	6	Телуа	Азелик	PZ ₃ -K(?)	▲
						120	7	Аларсес			
						80	8				
						10	9				
						180-300	10	Серия Изагуандан			
						400	11	Серия Тагора	Мадауэла	PZ ₃ -K(?)	▲
						300	12	Серия Талаш	Арли	PZ ₃ -K(?)	▲
	D	C			90-150	13	Фаразекат				
			350		150	14	Серия Амескер				
					50	15	Туарег				
					80	16	Акара				
					50-130	17	Идекель				
			405		80-110	18					
			440		30-50	19					
					30	20	Ин-Азауд				
	E-G	PR			180	21	Тинди				
			570		120	22	Тимесгар				
Фундамент древней платформы	AK-PR ₁			?	23	Фарузий					
				?	24	Суггарий					

Рис. 36. Позиция уранового оруденения в сводном стратиграфо-литологическом разрезе Мали-Нигерской УРП.

Условные обозначения см. на рис. 10.

Породы. 1 — глины, часто огипсованные, ожелезненные, омарганцованные; конглобрекчи; песчаники, алевролиты, гравелиты, 2 — глины, песчаники, известняки, мергели, 3 — песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки, 4 — грубозернистые песчаники красно- и пестроцветные, с древесными остатками; известняки, глины с остатками динозавров, крокодилов, рыб, 5 — пестроцветные аргиллиты, мергели, известняки, 6 — аркозовые песчаники, 7 — красноцветные песчаники, 8 — песчаники, 9 — конгломераты, 10 — глины, мергели, аркозовые песчаники, 11 — пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты с древесными остатками, 12 — глины, алевролиты, песчаники, 13 — песчаники, 14 — песчаники, 15 — песчаники, 16 — алевролиты, аргиллиты, 17 — песчаники, 18 — глины с малоомощными прослоями известняков и песчаников, 19 — глинистые песчаники, 20 — песчаники, 21 — песчаники, 22 — песчаники, конгломераты, 23 — сланцы, амфиболиты, кварциты, метаморфизованные вулканиты (риолиты, дациты, андезиты), 24 — кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, интрузированные граниты и габбро.

В процессе ТМА формируется разнообразное эндогенное оруденение. Первой, по А. Д. Щеглову [1968], стадии ТМА отвечают промышленные месторождения олова, вольфрама, ниобия и других редких элементов, локализованные в пределах древних массивов и сопровождаемые в ряде случаев рассеянной урано-ториевой минерализацией. Возраст интрузий, с которыми связывается это оруденение, — среднеюрский [Jakobson R. a. o., 1963]. Более древний возраст, по данным А. Д. Щеглова [1968], имеют оловоносные граниты Аирского массива (295—298 млн. лет). Ряд зон разломов, активизированных в позднеальпийское время, несет кварц-флюоритовую, иногда с баритом и галенитом, минерализацию. В древних структурах Туарегского щита известно два типа урановых проявлений. Первый представлен халцедоновидными брекчиями с урановой смолкой и вторичными урановыми минералами, ассоциирующими с пиритом и флюоритом (рудопроявления Эльбема, Тесну, Айн-Оклан и др., локализованные в гранитах), второй — скоплением ториевых и урано-ториевых минералов в амфиболитах и пироксенитах.

Позднеальпийский (олигоцен — антропоген) неотектонический этап характеризуется резким усилением тектонической и магматической активности. Началом этого этапа следует считать конец эоцена — начало олигоцена, когда в регионе наиболее интенсивно проявились вулканизм и разрывная тектоника. Тектоническая активизация Африканской платформы во второй половине миоцена, как отмечает В. Е. Хаин [1971], совпала с началом главного горообразования в альпийском поясе Северо-Западной Африки и Европы.

В среднем плиоцене отмечается новое усиление тектонических движений, в процессе которых Ахаггар наряду с другими массивами, сложенными преимущественно кристаллическими породами докембрийского возраста, испытывал интенсивное поднятие, сопровождавшееся образованием разломов и вулканизмом.

Урановорудные месторождения находятся в северо-восточной части Мали-Нигерской синеклизы, на юго-западном и западном погружении массива Аир, и относятся к урановой формации в проницаемых терригенных и карбонатных породах СФК чехла плат-

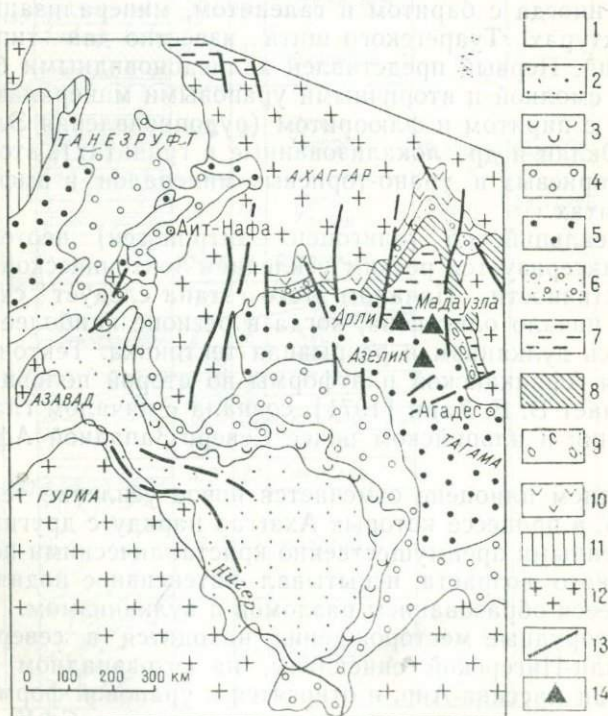
форм (рис. 37). Минеральные типы — настуран-черневый и настуран-коффинитовый с минералами меди.

Запасы открытого в 60-е годы в республике Нигер уранового оруденения весьма значительны. По оценке французского Комиссариата по атомной энергии (КАЭ) месторождение Арли содержит 20 тыс. т U_3O_8 , месторождение Мадауэла — 6 тыс. т; близко к ним по запасам и месторождение Азелик [Moyal M., 1968]. Кроме того, промышленные руды выявлены на участках Ариан, Арлекин, Арнольд и ряде других.

Минералогия урановых месторождений изучена недостаточно. Судя по имеющимся публикациям, урановые минералы представлены урановой смолкой, чернью и коффинитом в ассоциации с пиритом и растительными остатками; отмечается присутствие меди, молибдена, свинца. В красноцветных породах наряду с урановой смолкой и коффинитом распространены гематит, кальцит, минера-

Рис. 37. Положение урановых месторождений в Мали-Нигерской синеклизе (северная часть Мали-Нигерской УРП).

СФК чехла древней платформы: 1 — четвертичные отложения, 2 — верхняя континентальная серия, 3 — палеоген, 4 — верхний мел, 5 — нижний мел — юра, 6 — триас — пермь, 7 — карбон, 8 — девон, 9 — силур, 10 — ордовик, 11 — палеозойские отложения нерасчлененные; СФК древней платформы: 12 — суггарий и фарузий; 13 — главнейшие разломы; 14 — гидрогенные УРМ.



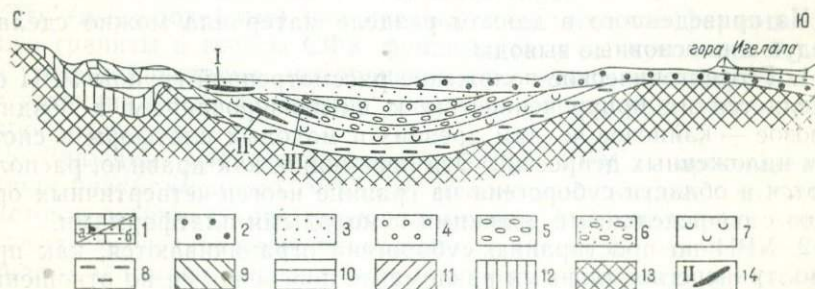
лы меди, марганца, бериллия. Повсеместно фиксируются повышенные содержания ванадия. Эпигенетические изменения в красноцветных разновидностях пород выражаются в их осветлении и господстве серых, белесых, зеленоватых окрасок, а в сероцветных — в окремнении, каолинизации, карбонатизации, пиритизации, отчасти гематитизации. Эти данные позволяют считать, что осаждение урана происходило в условиях восстановительной среды.

Основные факторы, контролирующие размещение УРМ в Мали-Нигерской УРП. Рассматриваемая провинция приурочена к депрессии, подвергавшейся совместно с окружающими ее древними кристаллическими массивами многократной тектонической активизации. Структурный контроль выражается в приуроченности УРМ к локальным поднятиям, антиклиналям и куполам, ограниченными разломами меридионального и северо-восточного простираний. Стратиграфический контроль оруденения отсутствует. Рудные залежи месторождения Мадауэла локализованы в визейских отложениях (серия Тагор), месторождения Арли — в более низких горизонтах карбоновых осадков (серия Талаш); месторождение Азелик расположено в группе серии Агадес (средняя — верхняя юра) (рис. 38). Наиболее продуктивными являются отложения средней — верхней юры, окаймляющие западную и южную окраины Аирского массива. Здесь встречены многочисленные остатки растений и рыб, которые создавали восстановительную среду.

Литологический и фациальный контроль выражается в приуроченности рудных залежей к участкам развития дельтовых фаций. Урановое оруденение месторождений Арли и Мадауэла приурочено к косослоистым кварцевым песчаникам, сформировавшимся в палеodelьтах Тагора и Талаша. На месторождении Азелик урано-

Рис. 38. Разрез через Мали-Нигерскую УРП (по данным Л. Г. Грейтера и Л. Пунье).

Чехол древней платформы (К—Є): 1а — сеноман — турон, 1б — группа Тегам (К₁), 2 — группа Иразер (К₁), группа Агадес (J₂₋₃), 3 — серия Ассауа, Чирезрин, Телуа, 4 — серия Аларсес, 5 — серия Изагуандан (Р—Т?), 6 — серия Тагор (С_{1v}), 7 — серия Талаш (С_{1f}?), 8 — серия Фаразекат (С₁), 9 — карбон (нерасчлененный), 10 — серии Амескер, Туарег и др. (D), 11 — силур (нерасчлененный), 12 — серии Ин-Азауд, Тинди, Тимесгар (Є—О); фундамент древней платформы (РЄ): 13 — системы суггарий, фарузий (AR—PR₂Є), 14 — урановые месторождения (I — Азелик, II — Арли, III — Мадауэла).



вое оруденение локализуется в средне-верхнеюрских конгломератах, песчаниках русловых фаций и глинистых отложениях прирусловых озер. Все горизонты с урановым оруденением тяготеют к поверхностям крупных несогласий и внутриформационных переывов, а также к площадям развития дельтовых и русловых фаций.

Необходимо отметить, что в строении чехла Мали-Нигерской УРП существенное значение имеют граптолитовые сланцы, рассматриваемые исследователями как нефтематеринские породы. Данных о содержании в них урана нет, однако по аналогии со сходными отложениями, развитыми в пределах Среднеазиатского региона и Центральной Европы, резонно высказать предположение о повышенном его содержании. Даже по весьма скудным сведениям о вещественном составе руд и условиях локализации устанавливается большая роль в формировании УРМ органического вещества. Наряду с литологическим составом вмещающих пород в размещении УРМ существенное значение имеет гидродинамика подземных вод, фильтрующихся с Туарегского щита.

О возрасте оруденения сведения разноречивы. Высказывается предположение о связи уранового оруденения с первой стадией ТМА, т. е. о позднепалеозойском — раннемезозойском возрасте оруденения. С этим этапом связана наиболее существенная в регионе структурная перестройка. Сопоставление месторождений Мали-Нигерской УРП с урановыми месторождениями Колорадской УРО, возникшими на восстановительном барьере, и сходными месторождениями Аргентинской УРП показывает, что формирование их происходило в близких структурно-тектонических и климатических условиях и характеризуется сходными минеральными ассоциациями уранового оруденения.

Предполагается, что уран выносился при разрушении кристаллических пород фундамента и осаждался илистым материалом пойм и прирусловых озер, а также органическими остатками растений и рыб, создавшими восстановительную среду. Кроме того, в качестве возможного источника урана можно рассматривать и сами осадочные породы, обогащенные туфогенным материалом.

* * *

Из приведенного в данном разделе материала можно сделать следующие основные выводы.

1. Геотектоническое положение рассмотренной группы УРП определяется их приуроченностью к активизированным в позднем мезозое — кайнозое чехлам древних и молодых платформ и системам наложенных депрессий. Эти провинции, как правило, располагаются в области суборогена на границе неоген-четвертичных орогенов с сопредельными древними и молодыми платформами.

2. УРП по простиранию суборогена ограничиваются, как правило, трансрегиональными разломами, поперечными по отношению к простиранию орогенных поясов.

3. УРП характеризуются двух- и трехъярусным строением. Нижние структурные ярусы представлены СФК фундамента древних платформ и СФК геосинклинальных отложений. Верхний ярус сложен СФК чехла древних и молодых платформ и СФК наложенных депрессий. УРМ приурочены к слабодислоцированным отложениям осадочного чехла.

4. Изучение глубинного строения показывает, что УРП рассмотренной группы характеризуются неоднородным блоковым строением, а отдельные УРМ в их пределах нередко приурочены к блокам с разуплотненным веществом земной коры.

5. В пределах УРП выделяются два типа УРМ: а) в проницаемых терригенных и карбонатных породах СФК чехла платформ, б) в терригенных породах орогенных комплексов.

6. Отчетливо намечаются две главные глобальные урановорудные эпохи формирования УРП рассматриваемого типа, каждая из которых характеризуется своим типом уранового оруденения. В позднемезозойскую эпоху (130—90 млн. лет) возникают главным образом УРМ урановой формации в проницаемых терригенных и карбонатных породах чехла платформ и наложенных депрессий, контролируемые зональностью восстановления; в кайнозойскую эпоху (30—0 млн. лет) формируются месторождения, контролируемые зональностью окисления. В том и другом случае УРМ образуются после длительного периода покоя и корообразования в условиях слабо расчлененного рельефа. Кроме того, намечается позднепалеозойская урановорудная эпоха, с которой связано формирование ряда гидрогенных УРМ в Центральной Европе и Центральной Азии.

7. Практически во всех УРП среди подстилающих рудовмещающие толщи СФК геосинклинально-складчатого основания выявлены ураноносные геохимические формации, представленные углеродсодержащими кремнисто-черносланцевыми отложениями. Накопление ураноносных геохимических формаций, образующих, как правило, ураноносные геохимические провинции, связано с сорбобиогенными процессами, неоднократно и широко проявившимися в раннем и среднем палеозое. Ареал ураноносных геохимических провинций такого типа очень широк. Они развиты практически на всех континентах, что имеет важное значение при оценке перспектив выявления новых УРП этого типа.

Эти (и им подобные) ураноносные геохимические формации, а также граниты и гнейсы СФК фундамента, участвующие в строении областей питания артезианских бассейнов, рассматриваются как потенциальные источники урана для процессов экзогенного рудообразования.

8. Ведущим процессом, формирующим УРМ в проницаемых толщах платформенного чехла и наложенных впадин, является пластовая инфильтрация кислородных вод. Месторождения урана располагаются в краевых приорогенных частях артезианских бассейнов и занимают определенное положение в гидродинамической и гидрохимической зональности.

9. Учитывая многократное проявление в ряде УРП разнообразного по составу вулканизма, можно допускать, что глубоко погруженные воды артезианских бассейнов смешиваются с ювенильными водами, сопровождающими вулканизм.

10. В размещении УРМ важное значение имеет структурный фактор, выражающийся в приуроченности их к депрессионным структурам в пределах чехла. Позиция рудовмещающих депрессий определяется слабо выраженными на поверхности ортогональными и диагональными системами разломов, обычно наследующими древний структурный план.

11. Стратиграфический контроль оруденения, неотчетливо проявленный на конкретных месторождениях, более явно выражается в пределах УРП в предпочтительной локализации оруденения в определенных частях разреза верхнепалеозойских, верхнемезозойских и кайнозойских отложений СФК платформенных чехлов и наложенных депрессий. Особенно ярко это выражается в приуроченности УРП к верхнемезозойским и кайнозойским отложениям.

12. Литологический контроль оруденения проявляется в повсеместно фиксируемой локализации УРМ в проницаемых слабо литифицированных разновидностях пород, насыщенных природными восстановителями — органическими остатками растительного и животного происхождения, сульфидами.

13. Нередко наблюдаемая пространственная сопряженность урановорудных и нефтегазоносных провинций объясняется сходством положения тех и других в гидрогеологических и морфологических структурах, определяющих в значительной степени закономерности локализации месторождений урана, нефти и газа.

14. Климатический фактор, по мнению ряда исследователей, играет весьма важную роль в формировании УРП: подавляющее их большинство размещается в аридных зонах, включающих огромные области равнин и плато. Важно отметить, что к аридным зонам примыкают горные районы с существенно иным климатом и значительным количеством годовых осадков, которые обеспечивают извлечение легкорастворимого урана и транспортировку его кислородными водами к областям формирования УРМ.

Однако климат ряда УРР свидетельствует о возможности развития процессов экзогенного уранового рудообразования и в гумидных зонах. Это необходимо иметь в виду при оценке перспектив ураноносности обширных регионов в умеренных широтах.

Урановорудный район Йилири

Наиболее значительные скопления урановых руд в кайнозойских каличе обнаружены в Западной Австралии. Здесь в начале 70-х годов выявлен новый крупный ураноносный район Йилири, в пределах которого урановое оруденение тесно связано с неогеновыми калькретами — субаэральными карбонатными породами типа каличе. По данным Ф. Лангфорда [Langford F., 1974], ссылающегося на заявление австралийской Западной горной корпорации,

запасы урановых руд в районе Иилири составляли к концу 1972 г. 32 млн. т и включали 46 тыс. т U_3O_8 . Руды залегают на глубине до первых десятков метров. Содержание урана в них колеблется в широких пределах (от десятых долей процента до единиц).

Район Иилири расположен в северной части стабильного блока Иилгарн (Тектоническая карта Австралии масштаба 1 : 5 000 000), представляющего собой юго-западную окраину Западно-Австралийского кристаллического щита. В составе пород, слагающих блок Иилгарн, преобладают граниты, в том числе высокорadioактивные [Langford F., 1977], менее распространены гранито-гнейсы и мигматиты, вулканические породы основного состава, образующие пояса «зеленокаменных пород», железисто-кремнистые сланцы, а также аргиллиты, песчаники и конгломераты, относительно более метаморфизованные в юго-западной части блока. В целом подчиненную роль играют вулканические породы кислого и среднего состава и основные и ультраосновные интрузивные породы. На основании радиологических данных все эти породы относятся к архейско-протерозойскому либо архейскому [Geology of Australia, 1976] возрасту и прорваны гигантскими дайками «долеритов» раннепротерозойского возраста (2200—2400 млн. лет).

На кристаллических породах блока Иилгарн широко развиты кайнозойские аллювиальные и озерные отложения, эоловые и элювиальные кварцевые пески, эвапориты, древние коры выветривания. Современная поверхность центральной части Западной Австралии представляет собой пологоволнистое плато с абсолютными отметками 300—1000 м. Климат этой части материка полупустынный.

В истории формирования ландшафта Западной Австралии различаются два этапа [Morgan K., 1965]. С первым связано образование «старого плато», начавшееся в меловом периоде и завершившееся в миоцене возникновением пенеплена с хорошо развитой латеритной корой выветривания, мощность которой (вместе с подстилающей латериты каолинитовой зоной) составляет несколько десятков метров. Начало второго этапа знаменуется общим относительным воздыманием в миоцене или плиоцене, в результате которого древняя кора выветривания была частично эродирована и возникла поверхность «нового плато». В связи с аридизацией климата в плиоцене энергия водотоков, их водообильность значительно уменьшились. В северной части блока Иилгарн, включающей район Иилири, реки имели характер прерывистых потоков, заканчивавшихся периодически пересыхавшими солеными озерами, что характерно и для современного ландшафта Западной Австралии.

Эрозийные врезы на участке «старого плато» в районе Иилири достигали подошвы древней коры выветривания, в то время как в междуречных пространствах сохранились латериты и подстилающие их каолинизированные породы. С этим этапом развития современного ландшафта Западной Австралии связывается формирование ураноносных калькретов.

Залежи калькретов приурочены преимущественно к аллювиальным отложениям, иногда концентрируются по периферии соленых озер либо располагаются непосредственно на породах кристаллического фундамента. В верхних частях они имеют обломочную текстуру, ниже переходят в слоистые известковистые породы, которые еще ниже сменяются конкреционными калькретами.

Калькреды — тонкозернистые фарфоровидные породы белого, бледно-коричневого или серого цвета, состоящие из кальцита с переменным количеством аллювиального материала — обломков кварца и полевого шпата, аллювиальных глин и т. д. Площадь залежей калькредов колеблется от десятков квадратных метров до многих квадратных километров. Мощностъ их не выдержана и даже в пределах единой залежи изменяется от единиц до десятков метров.

Как и прочие представители пород группы каличе, калькреды являются эвапоритовыми образованиями, возникшими в результате испарения углекислых грунтовых вод. Наиболее благоприятные условия для формирования калькредов создавались на завершающих стадиях эрозионных циклов в условиях стабилизации тектонических движений, при чередовании умеренно влажных и сухих сезонов в семиаридных климатических условиях [Langford F., 1974; Steel R., 1974]. В течение сухих сезонов происходило накопление карбонатов и других соединений на месте формирующихся калькредов. Влажные сезоны сопровождались вымыванием относительно более растворимых солей, что приводило к созданию кавернозной текстуры пород. При формировании калькредов в русловых отложениях вмещающие породы метасоматически замещались карбонатами.

Как предполагается, образование калькредов в Западной Австралии началось в плиоцене, когда сложились наиболее благоприятные условия для их возникновения, и продолжается до настоящего времени. О длительности и многостадийности процессов формирования этих пород свидетельствует наличие реликтов относительно более ранних их залежей в древних руслах и надпойменных террасах.

Ураноносные калькреды приурочены к отложениям речных долин, вдоль которых их залежи протягиваются на многие километры. В силу высокой пористости они являются основными водоносными горизонтами, питание которых осуществляется за счет осадков и водотоков и в меньшей мере за счет вод, поступающих из окружающих горных пород (в том числе древних кор выветривания).

Единственным рудным минералом ураноносных калькредов является карнотит, который концентрируется в мельчайших трещинах, выполняет пустоты, образует налеты и корочки в крупных «нетектонических» трещинах либо тонко рассеян в калькретах. Распределение его во вмещающих породах крайне неравномерно, однако в целом более обогащены карнотитом верхние части залежей калькредов. Нередко карнотит встречается на эродированных

участках — в трещинах среди гранитов и других кристаллических пород.

Предполагается, что основные компоненты, входящие в состав карнитита, приносились в калькреды грунтовыми водами, заимствованными их из вмещающих пород. В качестве основного источника калия рассматриваются граниты, урана — граниты и, возможно, другие породы. Современные грунтовые воды Западной Австралии нередко обогащены калием, в то время как концентрация урана в них невелика. Однако, как указывает Ф. Лангфорд [Langford F., 1974], данные о химизме грунтовых вод в аллювиальных отложениях практически отсутствуют. Источником ванадия в калькред-карнититовых рудах, по-видимому, служили латериты, в высокожелезистых разновидностях которых содержание V_2O_5 достигает 0,5%.

По мнению Ф. Лангфорда [Langford F., 1974], карнитит образовался на поздних стадиях формирования калькредов или сразу вслед за ними. Его отложение из грунтовых вод, как считает Ф. Лангфорд, могло быть вызвано уменьшением парциального давления углекислоты в водах (которые в силу высокой пористости калькредов могли непосредственно контактировать с атмосферой), их окислением (если грунтовые воды были восстановительными), наконец, испарением грунтовых вод.

Связь уранового оруденения с кайнозойскими породами группы каличе в Западной Австралии нельзя рассматривать в качестве уникального явления. Аналогичные ураноносные образования, сведения о которых пока еще весьма ограничены, известны в Намибии (в районе месторождения Россинг). По имеющимся данным [Backström J., 1970], урановые минералы (по-видимому, главным образом карнитит) широко распространены в калькретах, развитых на древних кристаллических породах Южно-Африканского щита.

Ориентируясь на приведенные данные, следует считать, что субэральные карбонатные панцирные коры, в частности кайнозойские, могут рассматриваться как потенциально ураноносные рудные образования. С учетом известных примеров локализации уранового оруденения в кайнозойских каличе в качестве наиболее общих благоприятных предпосылок для поисков уранового оруденения данного типа должны рассматриваться: 1) приуроченность кайнозойских континентальных карбонатных образований к щитам древних платформ или отдельным их участкам, испытавшим относительное воздымание с последующей стабилизацией тектонических движений; 2) широкое распространение в составе приподнятых кристаллических блоков гранитов и, вероятно, других пород, обогащенных ураном и ванадием (?); 3) наличие аридных или семиаридных климатических условий, способствующих формированию ураноносных каличе. Очевидно, этот комплекс общих предпосылок может быть использован и при прогнозной оценке районов распространения древних каличе.

ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выяснение общих закономерностей эволюции уранового оруденения в историко-геологическом аспекте, базирующееся на новейшем фактическом материале с привлечением результатов геохронологического изучения отдельных урановых месторождений, имеет важнейшее теоретическое и практическое значение. Установление урановорудных эпох и определение для каждой из них характерных типов рудоформирующих процессов позволяет наметить пути выявления новых урановорудных провинций в континентальных блоках земной коры (естественно, с учетом геотектонической обстановки и ряда других факторов).

С самого начала комплексного и целенаправленного изучения ураноносности территории СССР в 40—50-х годах Ю. А. Билибиным уделялось пристальное внимание изучению эпох формирования урановых месторождений промышленных типов. Одна из наиболее полных сводок по этому вопросу принадлежит Н. К. Морозенко [1965], основные выводы которого сводятся к следующему: 1) планетарных ураноносных или неураноносных эпох нет; 2) распределение запасов по геологическим эрам показывает уменьшение их от более древних к молодым, что отмечается как для общего баланса запасов, так и отдельно для класса эндогенных, экзогенных и осадочно-метаморфогенных месторождений; 3) распределение в истории геологического развития различных типов урановых месторождений не показывает резкого различия в этом отношении геологических эр.

Значительный объем информации, полученный в последние годы по новым типам урановых месторождений в известных и новых УРП, результаты геохронологического изучения урановых руд ранее выявленных месторождений и другие данные не подтверждают ряда выводов Н. К. Морозенко. Это касается, в частности, утверждения об уменьшении запасов урана в молодых месторождениях по сравнению с древними, положения об отсутствии закономерностей в распределении во времени различных типов урановых месторождений и заключения об убывающей роли экзогенных урановых месторождений от древних эпох к молодым.

Временные аспекты формирования эндогенных урановых месторождений с эволюционных позиций рассмотрены В. И. Казанским, Н. П. Лаверовым, А. И. Тугариновым [1975]. Авторы выделяют

урановые месторождения: докембрийские — в областях протоактивизации, палеозойские — в складчатых областях, мезозойские — в областях ТМА и отмечают направленную эволюцию уранового рудообразования в ходе развития земной коры.

В последние годы вопросы ритмичности и цикличности применительно к формированию рудных месторождений наиболее полно рассмотрены Д. В. Рундквистом [1968—1975 гг.]. Нами сделана попытка выяснить условия возникновения промышленных концентраций урана в истории геологического развития земной коры и его поведение в ходе экзогенных и эндогенных региональных геологических процессов (осадконакопление, магматизм, метаморфизм и т. п.), проявленных в крупных геоструктурах.

Неравномерное развитие земной коры обусловило необходимость выделения двух типов урановорудных металлогенических эпох — глобальных и региональных. Эти эпохи проявляются на ряде континентов — в пределах различных подвижных поясов и (или) платформ и соответствуют близодновременным тектоническим (или иным) процессам, охватывающим континентальные структуры Земли. Такова, например, позднемезозойская эпоха, в ходе которой возникают урановые месторождения в урановорудных провинциях в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов, в западной части Северной и Южной Америки, в Азии, в Европе.

Региональные урановорудные эпохи, как и геотектонические процессы, ответственные за формирование уранового оруденения, проявляются, как правило, в одной геотектонической провинции (по В. Е. Хаину), в пределах одного щита или геосинклинально-складчатой области подвижного пояса. Отметим, что правильное понимание масштаба и условий проявления той или иной урановорудной эпохи существеннейшим образом определяет возможности и пути выявления новых урановых месторождений и УРП.

Выше показано, что УРП в пространственно-временном отношении, как правило, наследуют ураноносные геохимические провинции. Из характеристики конкретных УРП явствует, что принцип унаследованности этими провинциями предшествующих им ураноносных геохимических провинций имеет важнейшее значение для развития теории металлогении и для практики геолого-прогнозных и поисковых работ. Неоднократность проявления рудогенерирующих геологических процессов в пределах ураноносных геохимических (и урановорудных) провинций обуславливает формирование разновозрастного уранового оруденения в пределах конкретных УРП. При этом, как правило, каждая из эпох рудообразования характеризуется специфическими УРФ.

Вследствие вышесказанного представляется целесообразным рассматривать урановорудные эпохи на фоне ураноносных геохимических эпох. Анализируя в ретроспективе обстановки, ведущие к возникновению концентраций урана — на уровне ураноносных геохимических и урановорудных формаций и провинций, мы видим, что каждой из эпох свойственны свои ведущие процессы.

Начальные стадии геологической истории Земли вследствие многократного наложения более поздних процессов магматизма и метаморфизма расшифровываются весьма условно. У. Уилсон важнейшими структурами архейского возраста считает зеленокаменные пояса, широко развитые среди древнейших структур щитов (образования серии Киватин в провинциях Сьюпериор и Слайв на Канадском щите и породы системы Свазиленд в пределах Трансваальского кратона в Южной Африке). А. Гудвин [A. Goodwin, 1968] подчеркивает, что в ходе нуклеарного этапа, когда формировались зеленокаменные пояса, в поверхностном слабо дифференцированном слое Земли уже появились крупные участки сиалической коры — протоконтиненты.

Зеленокаменные пояса, возникшие в процессе зонной плавки гомогенной протокры, характеризуются наличием многочисленных локальных скоплений урана и золота [Салоп Л. И., 1972; Pretorius D., 1974] и рассматриваются нами как наиболее ранние ураноносные геохимические провинции.

Архейская радиоактивная минерализация в них представлена убогими уран-торий-редкоземельными (главным образом циркон-монацитовыми) проявлениями ультраметаморфического происхождения, избирательно приуроченными к гранитоидам плагиогранит-чарнокитовой и гранитной формаций.

Значение архейской ураноносной геохимической эпохи заключается в том, что в результате зонной плавки произошла первичная дифференциация коры, образовались протоконтиненты и громадные массы урана сконцентрировались в первых в истории Земли ураноносных геохимических провинциях.

Архейские образования в последующие эпохи стали источником урана для УРМ, возникших под влиянием наложенных процессов: метаморфизма и магматизма, с одной стороны, и выветривания и седиментации — с другой. В частности, для перикратонных прогибов Южно-Африканского и Канадского щитов источником обломочного материала, в том числе урана и золота, служили архейские зеленокаменные толщи, граниты, гнейсы, кристаллические сланцы систем Свазиленд и Модис и серии Киватин.

Роль архейских ураноносных геохимических провинций очень велика для металлогении урана на протяжении всей дальнейшей истории Земли. Первичная геохимическая дифференциация во многом определила закономерности поведения урана в ходе развития крупных блоков земной коры и существеннейшим образом повлияла на размещение УРП и УРМ от раннего протерозоя до кайнозоя включительно.

Наиболее ранняя — раннепротерозойская золото-урановорудная — эпоха характеризуется накоплением золото-ураноносных и ураноносных конгломератов. В эту эпоху сформировались крупнейшие месторождения УРП Витватерсранд, Блайнд-Ривер, Сьерра-де-Жакобина, а также ряд мелких УРМ на Австралийском щите. Протоорогенные отложения, вмещающие ураноносные конгломераты, представляют собой результат длительной химической и ме-

ханической дифференциации в условиях слабо расчлененного рельефа. Отложения, вмещающие золото-ураноносные конгломераты, во всех УРП на всех континентах отвечают одному и тому же временному интервалу — 2800—2200 млн. лет.

Палеотектоническая обстановка накопления продуктивных на уран и золото отложений на всех протоконтинентах была в общем однотипной. Об этом свидетельствует наличие близких по литологическому составу, внутреннему строению и сходных по металлоносности раннепротерозойских серий группы Эллиот-Лейк в Канаде, систем Доминион-Риф и Витватерсранд в Южной Африке, формации Моедо в Бразилии, группы Таркве в Центральной Африке и т. д. Однако специфические черты развития бассейнов раннепротерозойского осадконакопления и особенности областей их питания предопределили несопоставимо меньшие, чем в УРП Витватерсранд и Блайнд-Ривер, масштабы накопления ураноносных конгломератов в пределах других щитов.

Эпоха формирования ураноносных конгломератов характеризовалась дефицитом свободного кислорода в атмосфере. П. Рамдор [Ramdohr P., 1961 г.], Р. Е. Фолинсби [1972], Л. И. Салоп [1972], Д. Робертсон [Robertson D., 1974], анализируя сводные разрезы протороденных отложений золото-ураноносных районов Канады, Южной Африки, Бразилии и Австралии, установили, что их нижние части сложены сероцветными отложениями, накапливавшимися в условиях недостатка в атмосфере свободного кислорода. В то же время вышележащие формации Саками, Лоррейн, группы Хурвита в Канаде, супергруппы Трансвааль в Южной Африке, группы Итабира в Бразилии и т. д. содержат красноцветные породы и гематитовые железные руды и формировались уже в условиях окислительной, т. е. содержащей значительное количество свободного кислорода, атмосфере.

Аналогичную закономерность отмечает Л. И. Салоп [1972] для районов Восточной Финляндии, Д. Преториус [Pretorius D., 1974] — для района Витватерсранда. Окончание эпохи накопления ураноносных конгломератов (2200 млн. лет) совпадает не только с резким изменением атмосферы Земли, но и с началом периода расцвета простейших. Происходит усиление вулканизма, в атмосфере увеличивается содержание CO_2 .

Глобальное проявление раннепротерозойской урановорудной эпохи позволяет рассчитывать на выявление новых УРП ураноносных конгломератов. Это возможно в районах развития нижнепротерозойских отложений, сформировавшихся в интервале времени 2800—2200 млн. лет, естественно, при наличии благоприятной геотектонической позиции района, сходстве разреза выполняющих депрессионные структуры отложений с разрезами известных УРП, наличии благоприятных областей сноса и т. д.

Таким образом, начальный (архейский) этап геологического развития Земли (до 2800 млн. лет) характеризовался формированием первых ураноносных геохимических провинций [Ramdohr P., 1958; Соколов Б. С., 1976; Pretorius D., 1974] в ходе магматиче-

ской дифференциации коры. В условиях резкого дефицита свободного кислорода в атмосфере и в процессе последующей механической дифференциации возникли первые урановорудные провинции (2800—2200 млн. лет).

Процессы архейской консолидации и особенно последовавшей за ней длительной осадочной дифференциации, охватившей огромные пространства, существенно усилили геохимическую неоднородность земной коры [В. М. Синицын, 1972]. С этого времени зародился и начал действовать один из самых эффективных металлогенических механизмов — экзогенная дифференциация. Именно экзогенными процессами в решающей степени были созданы предпосылки для формирования ураноносных геохимических и урановорудных провинций в послеоархейской истории Земли.

В начале протерозоя в результате развития процессов магматизма, осадконакопления и последующего ультраметаморфизма оформились крупные блоки метаморфических гранитов и гранито-гнейсов; последние нередко слагают купольные структуры. Значительная часть гранитов и гранито-гнейсов возникла за счет осадочных пород, и некоторые особенности их состава в значительной степени определились еще в процессе экзогенной дифференциации.

Региональный метаморфизм и гранитизация в условиях резкого увеличения температуры и давления сопровождалась интенсивными гидротермально-метасоматическими процессами, которые в значительной степени способствовали высокому содержанию воды в осадочных породах и высвобождению ее при метаморфизме гидроксилсодержащих минералов, таких как хлориты, каолиниты и др. [Басков Е. А., 1976]. Образующиеся в процессе ультраметаморфизма щелочно-карбонатные растворы извлекали легкоподвижный уран из пород и транспортировали его до осаждения на геохимических барьерах. Такой механизм рудообразования предполагается для урановых месторождений района Биверлодж в УРП Черчилл. Источником урана могли явиться обогащенные ураном терригенные толщи [Тугаринов А. И., 1963] либо гранитоиды с повышенным кларком урана.

Анализ геохимических данных по ряду протерозойских урановорудных провинций позволяет прийти к выводу, что одним из ведущих факторов распределения урана в УРП этого типа является метаморфизм. Наиболее разработаны вопросы связи процессов ультраметаморфизма и уранового рудообразования советскими геологами и геохимиками. Аналогичная картина наблюдается и в УРП Черчилл, которая приурочена к блоку пород, претерпевших ретроградный метаморфизм и последующую гранитизацию в условиях амфиболитовой фации (гнейсы, мигматиты, граниты и др.); содержание урана в них достигает $(3,5 \div 5,0) \cdot 10^{-4}\%$ [Robinson S., 1955; Tremblay L., 1972]. В УРО Гренвилл устанавливается закономерное увеличение содержания урана в зонах наиболее поздней интенсивной мигматизации и гранитизации. В большинстве УРП отчетливо проявлена вертикальная зональность в распределении урана.

Неравномерность развития различных блоков земной коры обозначилась уже к началу протерозоя. Этим, в частности, обусловлена и неодновременность процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в различных континентальных блоках и, как следствие, двукратное проявление связанных с ними процессов уранового рудогенеза на рубеже раннего и среднего протерозоя и в позднем протерозое.

Ранне-среднепротерозойская урановорудная эпоха, связанная с явлениями регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации, фиксируется в образовании многочисленных месторождений УРП Канадского щита. Для УРП характерно длительное развитие процессов уранового рудообразования. Более ранние урановые месторождения, принадлежащие к урановой формации в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах, формировались в интервале 2100—1950 млн. лет.; более позднее, наиболее важное в промышленном отношении, оруденение урановой формации в натриевых и карбонатных метасоматитах формировалось в интервале 1860—1740 млн. лет [Тугаринов А. И., 1963]. Возраст основной массы уранового оруденения в пределах урановорудной провинции Черчилл (район Биверлодж) 1900—1800 млн. лет.

Позднепротерозойская урановорудная эпоха (1050—950 млн. лет) проявилась на ряде щитов (Гренвиллский пояс в Канаде, Мозамбикский пояс в Восточной Африке и др.). В ходе этой эпохи сформировалась Гренвилльская УРО Канадского щита с месторождениями урановой формации в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах (месторождения Банкрофт, Бикрофт, Фарадей и др.), и ряд урановорудных районов с УРМ того же формационного типа, иногда очень крупными (Россинг), в пределах других щитов.

Заканчивая рассмотрение УРП, возникающих в ходе эпох докембрийской гранитизации, необходимо еще раз подчеркнуть важность предшествующего этапа экзогенной дифференциации. А. И. Тугаринов [1963] и Л. Трембли [Tremblay L., 1968, 1970 г.] показали, что наряду с обогащенными ураном гранитами существенным источником урана для месторождений могли служить толщи конгломератов, гравелитов и кварцитов раннепротерозойского возраста, обогащенные ураном.

Ураноносные геохимические и урановорудные провинции принципиально иного типа, возникавшие преимущественно в процессе экзогенной дифференциации вещества, формировались в позднем докембрии на обширных пространствах сиалической коры. По окраинам уже существовавших материковых платформ [Хан В. Е., 1962, 1971] создавались наиболее благоприятные условия для развития органической жизни. Возрастание содержания свободного кислорода в атмосфере и его общее увеличение начиная от рубежа 2000—1900 млн. лет значительно повысило роль биоэнергетических механизмов одноклеточных и способствовало возникновению их простой колониальности. Переход от ферментативного метаболизма к кислородному дыханию оказал революционизирующее воздействие на ход эволюционного процесса органиче-

ского мира [Руттен М. Г., 1973; Смирнов С. С., 1946]. Бурно развивающийся биос существеннейшим образом стал влиять на поведение урана в гидросфере и литосфере и, в частности, на формирование ураноносных геохимических провинций. Перечисленные факторы и определили возможность появления в позднем протерозое качественно новых типов концентраторов урана и ряда других элементов — углеродисто-кремнистых и углеродисто-карбонатных формаций. Таковы отложения системы Роан и Мвашия в Катангской УРП, формации Кулпин в Арнемлендской УРП и др. Период накопления подобных специализированных на уран формаций рассматривается нами как ураноносная геохимическая эпоха.

Для ураноносных геохимических провинций, возникающих в эту эпоху, характерен тесный парагенезис урана с медью, никелем, кобальтом (месторождения Арнемлендской и Катангской УРП). Источником рудного вещества наряду с породами кислого состава, из которых выносился уголь, являлись породы основного состава, из которых заимствовались медь, никель, кобальт и ряд других элементов, тесно связанных с производными базальтовой магмы.

Изучению подобных древних толщ, отчетливо обогащенных органическим веществом, а также ураном и рядом других рудных элементов, до недавнего времени не уделялось необходимого внимания, хотя именно они во многом определяют металлогенический облик ряда урановорудных провинций. Их геотектоническая позиция устанавливается неоднозначно, стратиграфическое положение весьма неопределенно. Так обстоит дело даже в УРП Арнемленд и Катанга, где значение этих толщ как первичного концентратора урана признается большинством исследователей [Образование месторождений урана, 1976; Walpole B., Crohn P., 1965].

Урановорудная эпоха в Арнемлендской и Катангской УРП охватывает интервал от 700 до 550 млн. лет. В это время здесь образовалось подавляющее число УРМ. В их формировании ведущую роль играли гипергенные процессы [Walpole B., Crohn P., 1965], развитие которых связывается с тектонической активизацией (посткунделунгской для Катанги и посткулпинской для Арнемлендской территории). В результате оживления гидродинамического режима произошло перераспределение урана и, в частности, его накопление в благоприятных структурных обстановках. Более поздние тектонические движения привели к переотложению части урана (с этим, вероятно, и связаны более молодые датировки урановых минералов ряда месторождений провинции Катанга).

Очевидно, что изменение газового состава атмосферы и обусловленный этим «взрыв» в развитии органической жизни носили глобальный характер. Поэтому процессы накопления урана в осадочных толщах, обогащенных остатками биоса, должны были широко проявиться в пределах всего земного шара. Вследствие этого при изучении ураноносности верхнего докембрия нам представляются важными следующие актуальные задачи;

1) выявление областей развития специализированных на уран позднедокембрийских отложений, сформировавшихся в соответствую-

ющей геотектонической обстановке, т. е. выделение ураноносных геохимических провинций;

2) установление в пределах этих провинций геологоструктурных обстановок, благоприятных для перераспределения и концентрации урана.

Наиболее четко в истории Земли фиксируется позднедокембрийско-раннепалеозойская ураноносная геохимическая эпоха, в ходе которой возникают ураноносные геохимические провинции Центральной и Северной Европы и др. Общей особенностью этих провинций является широкое развитие обогащенных ураном черносланцевых отложений, накапливавшихся в условиях внутри- и окраинно-континентальных морей. Такие отложения (углеродисто-кремнистые сланцы в Центральной Европе, кольм в Швеции и т. д.) не только сходны по литологическим особенностям, но и нередко содержат сходные комплексы фауны.

Характер урановорудных процессов и специфические черты различных УРП, сформировавшихся на фоне позднедокембрийско-раннепалеозойских ураноносных геохимических провинций, определялись особенностями геологического развития конкретных блоков земной коры.

Наиболее ранней урановорудной эпохой, проявившейся в пределах ураноносных геохимических провинций такого типа, является среднепалеозойская. В это время возник ряд месторождений. Они локализируются в породах докембрия и в ранне-среднепалеозойских геосинклинально-складчатых отложениях; большая часть месторождений сформировалась в среднем палеозое (380—330 млн. лет).

Формирование урановых месторождений связано с интенсивными тектоно-магматическими процессами, проявившимися в среднем палеозое в зонах подновленных и вновь заложженных глубинных разломов, проникавших в базальтовый слой. Эти разломы служили каналами для подъема к поверхности производных базальтовой и гранитной магм и контролировали положение фронта гидротермально-метасоматических изменений. Тесная ассоциация урана с фосфором, молибденом и золотом дает основание предположить, что наряду с процессами мобилизации урана из специализированных на уран геологических формаций часть рудных компонентов (фосфор, молибден и, вероятно, цирконий) привносилась из глубинного источника. С привносом из коровых источников кремнезема, щелочей и ряда других компонентов связаны широкие ареалы измененных пород вокруг большинства рудных месторождений. Не исключено, что источником некоторых металлов являлись диоритовые магмы [Билибин Ю. А., 1961].

Среднепалеозойская урановорудная эпоха рассматривается нами как региональная. Формирование УРП обусловлено сочетанием (совпадением) в пространстве явлений исключительно интенсивного накопления урана в течение предшествующих ураноносных геохимических эпох (PR — PZ₁) и последующей его концентрации в ходе среднепалеозойских тектоно-магматических процессов.

Последние наиболее интенсивно проявились на сравнительно ограниченной площади срединного массива и его обрамления.

В позднепалеозойскую урановорудную эпоху, представляющую региональной, в урановорудных провинциях внеальпийской Европы, в пределах Чешского, Армориканского, Центрального Французского срединных массивов и Испанской Мезеты, в интервале 280—260 млн. лет сформировалось подавляющее большинство урановых месторождений. Геологическими наблюдениями устанавливается, что урановое оруденение на гидротермальных месторождениях срединных массивов Центральной Европы сформировалось до отложения верхнепермских осадков (цехштейна). Определения радиологического возраста различных генераций руд группируются в интервалах 270—230, 170—100 и 30—20 млн. лет, что свидетельствует о переотложениях, связанных с активизацией гидротермальной деятельности по неоднократно подновлявшимся глубинным разломам.

Отдельные УРМ и реже УРР, возникшие в ходе позднепалеозойской урановорудной эпохи, известны и за пределами внеальпийской Европы, в частности в Центральной Азии и Северной Африке.

Развитие процессов уранового рудообразования в УРП, возникших в среднепалеозойскую и позднепалеозойскую урановорудные эпохи, имеет ряд особенностей. Рудогенез проявлялся на фоне ранее сформировавшихся ураноносных геохимических провинций. Процессы ТМА и в среднем и в позднем палеозое приводили к появлению гранитоидных интрузий, нередко обогащенных ураном и другими редкими металлами. Ведущая роль в размещении месторождений и рудных узлов принадлежит региональным разломам глубокого заложения.

Парагенезис лито-, халько- и сидерофильных элементов в урановых месторождениях как средне-, так и позднепалеозойского возраста указывает на сочетание глубинных рудообразующих процессов с мобилизацией урана и ряда других металлов из специализированных формаций верхней части земной коры.

Крупнейшими геологическими событиями, разделившими палеозойскую эру и последующие этапы развития Земли, явились пермская аридная эпоха, отчетливо фиксирующаяся в Европе, Азии, Северной и Южной Америке, и последующая морская трансгрессия. На этом рубеже меняется и тип ураноносных геохимических провинций, формирующихся на континентах и в окружающих их морях. Начиная с конца палеозоя, Н. С. Шатский [1955] и другие выделяют четыре максимума фосфоритообразования, сопровождавшегося накоплением колоссальных количеств урана: пермский (частично триасовый) в Скалистых горах, позднеюрский — раннемеловой в Европе и Южной Америке, позднемеловой — палеогеновый в Африке и Центральной Азии и позднеогеновый во Флориде. Это позволяет рассматривать пермско-антропогеновый отрезок геологической истории Земли как ряд ураноносных геохимических эпох, в течение которых происходило накопление металла в платформенных фосфатоносных формациях.

В настоящее время ураноносные фосфориты рассматриваются лишь как потенциальный источник урана, так как трудности промышленного извлечения металла весьма далеки от разрешения. Однако развитие технологии в условиях постоянно растущего спроса на энергетическое сырье неминуемо приведет в недалеком будущем к рентабельности получения урана из продуктов переработки ураноносных фосфоритов. Вследствие этого мы рассматриваем области ураноносных фосфоритов как потенциальные УРП.

Значительные количества урана высвобождались и могли вовлекаться в процессы экзогенного рудообразования и в результате формирования кор выветривания, часто фиксируемых в основании чехлов фанерозойских платформ.

Позднемезозойская урановорудная эпоха с гидротермальными и экзогенными эпигенетическими (Аргентинская, Колорадская, Мали-Нигерская УРП) урановыми месторождениями имеет глобальный характер. Процессы тектоно-магматической и тектонической активизации, генерировавшие урановое рудообразование, охватили весь земной шар. Наиболее широко и интенсивно они проявились вдоль западной окраины Северной и Южной Америки, в восточной части Азиатского материка и в Европе. Эти процессы обусловили «великое биохимическое событие», выразившееся в резком изменении животного мира Мирового океана.

Формирование УРП этой эпохи, естественно, связано с планетарными процессами тектоно-магматической и тектонической активизации. Разнообразие условий проявления этих процессов предопределило и широкий набор формационных и генетических типов и геологических обстановок локализации оруденения. В УРП с гидротермальными месторождениями, охватывающих преимущественно гранито-гнейсовые блоки древнедокембрийской консолидации, крупные глубинные разломы генерировали магматизм и постмагматическую гидротермальную деятельность и явились проводниками поступающих из глубоких зон рудных растворов в приповерхностные части земной коры. В УРП такого типа в составе СФК периода позднемезозойской ТМА особую роль играют обогащенные ураном магматические комплексы — щелочной вулканогенно-интрузивный и базальт-липаритовый. Они непосредственно предшествуют формированию УРМ; положение тех и других контролируется одними и теми же системами крупных разломов глубинного заложения. С позднемезозойской эпохой связано и существеннейшее перераспределение урана в позднепалеозойских УРП Центральной и Западной Европы — на это указывает группа радиологических возрастов настуранов из ряда месторождений.

Формирование УРП с экзогенными эпигенетическими месторождениями (Колорадской УРО, Аргентинской и Мали-Нигерской УРП) в значительной степени обусловлено экзогенными факторами и, в частности, активизацией гидродинамики в пределах артезианских бассейнов. Последние располагались в суборогенных областях по окраинам возникших в ходе неоген-четвертичного этапа истории Земли мощных горных сооружений. Преимущественно аридный

климат способствовал развитию урановородного процесса в экзогенных условиях. УРП этого типа в Северной и Южной Америке, Центральной Азии и других регионах характеризуются формированием своеобразных активизационных структур — систем депрессий и поднятий, а также широкой миграцией вдоль глубинных разломов углеводородов, усиливавших восстановительную емкость рудовмещающих пород.

Важнейшей особенностью позднемезозойской урановородной эпохи является близодновременное формирование УРМ с гидротермальными и экзогенными эпигенетическими месторождениями. В Северной Америке (УРО Колорадо) возникновение крупных инфильтрационных УРМ в проницаемых терригенных и карбонатных породах сближено во времени с формированием небольших гидротермальных месторождений в древних кристаллических породах основания либо в позднемезозойских вулканотектонических структурах. Обратная тенденция наблюдается там, где главные промышленные запасы сконцентрированы в гидротермальных месторождениях, непосредственно вслед за которыми формируется инфильтрационное оруденение в проницаемых терригенных породах. Позднемезозойская урановородная эпоха знаменует рубеж, на котором экзогенные рудоформирующие процессы начинают превалировать над эндогенными.

Неоген-четвертичная урановородная эпоха началась 30 млн. лет назад и длится до настоящего времени. В эту эпоху сформировались крупные экзогенные эпигенетические месторождения в Аргентинской, Колорадско-Вайомингской и в других УРП и УРР. Глобальность неоген-четвертичной эпохи уранового рудообразования обусловлена особенностями эволюции тектонического развития земной коры. Неоген-четвертичный период, по мнению Н. Н. Николаева [1956] и В. В. Белоусова [1968], представляет собой принципиально новый «неотектонический» этап развития земной коры. В. Е. Хаин [1962] отмечает, что процессы послеплатформенной активизации, достигшие наибольшего размаха в неоген-антропогене, протекали в основном в геосинклинальных областях, вступивших в стадию горообразования.

Формирование УРМ в проницаемых терригенных и карбонатных породах связано с процессами неотектонической активизации. Именно они обусловили особенности геологического строения территории, климат целого ряда крупных регионов, развитие систем депрессий и поднятий, артезианских бассейнов и гидродинамического режима в их пределах.

В качестве ведущего фактора экзогенного уранового рудообразования мы рассматриваем перенос растворенного в водах урана в процессе подземного стока. Это подтверждается фактическими данными изучения гидрохимического баланса на территории СССР. Установлено, что 40% растворимых веществ, выносимых в океаны и внутренние моря реками, поступает за счет подземного химического стока [Зверев В. П., 1971]. Важнейшее значение этого процесса для мобилизации, переноса и переотложения такого подвиж-

ного элемента, как уран, вероятно, трудно переоценить. Химическая мобилизация вещества, как отмечает В. П. Зверев, осуществляется не только в зоне выветривания, но и во всей толще верхней части земной коры, в которой происходит движение гравитационных под-земных вод.

Агрессивность вод и, следовательно, интенсивность процессов мобилизации урана водами из вмещающих пород может резко возрасти за счет повышения температуры воды в условиях возрастания геотермического градиента. В Колорадско-Вайомингской, Аргентинской УРП и ряде других районов это явление связано с тем, что провинции входят в геотектонические области проявления неоген-четвертичного магматизма в виде вулканических полей и малых интрузий. В обрамлении депрессионных структур в парагенетической связи с субвулканическими интрузиями выявлены мелкие месторождения и многочисленные рудопроявления урана. Примером могут служить месторождение урана Мерисвейл (возраст оруденения 10 млн. лет), локализующееся в монцонитах и риолитовых туфах США, Рекспар в Канаде, Чивиттавекия в Италии и др.

Заканчивая рассмотрение главнейших эпох формирования урановых месторождений, подчеркнем некоторые ведущие временные закономерности эволюции процессов уранового рудообразования.

I. На протяжении геологической истории земной коры отчетливо выделяются важнейшие урановорудные эпохи, характеризующиеся пространственно-временными и причинно-следственными связями с главнейшими эпохами геотектонического развития и ведущими геологическими процессами, проявившимися в континентальных структурах коры:

1) раннепротерозойская урановорудная эпоха — образование ядер будущих платформ — начальная осадочная дифференциация при отсутствии свободного кислорода в земной атмосфере;

2) ранне-среднепротерозойская урановорудная эпоха — формирование древних платформ и их щитов — ультраметаморфизм, гранитизация, щелочной метасоматоз;

3) позднепротерозойская и позднепротерозойско-раннепалеозойская урановорудные эпохи — заложение и развитие зон региональных разломов в пределах щитов, гранитизация, щелочной метасоматоз; накопление обогащенных ураном черносланцево-доломитовых толщ, гипергенное перераспределение урана и концентрация его в благоприятных обстановках;

4) и 5) соответственно среднепалеозойская и позднепалеозойская урановорудные эпохи — ТМА щитов, срединных массивов и консолидированных геосинклинально-складчатых областей (развитие зон разломов глубокого заложения, интенсивный гранитоидный магматизм) — гидротермальный метаморфизм;

6) позднемезозойская урановорудная эпоха — ТМА щитов и срединных массивов (развитие зон разломов глубокого заложения, появление «контрастных» магматических серий, формаций и комплексов) — гидротермальный метаморфизм; тектоническая актив-

зация (формирование горных сооружений и суборогенных областей, систем поднятий и депрессий) — циркуляция подземных вод;

7) неоген-четвертичная урановорудная эпоха — послеплатформенная активизация крупных блоков, формирование горных сооружений и сопряженных систем впадин — циркуляция подземных вод.

II. Ведущие для каждой эпохи геологические процессы определяли механизм формирования урановорудных месторождений и провинций. Начальная осадочная дифференциация вела к созданию УРП с месторождениями формации ураноносных конгломератов; ультраметаморфизм, гранитизация и щелочной метасоматоз — к формированию месторождений урановых формаций в пегматитах и калишпатовых, натриевых и карбонатных метасоматитах; процессы ТМА — к образованию гидротермальных месторождений урановой формации в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания.

Таким образом, подавляющее большинство выделенных урановорудных эпох характеризуется специфическими УРФ. Проявляющийся в ряде случаев «временной дрейф» той или иной УРФ отражает индивидуальные особенности отдельных регионов и является лишь исключением на фоне общего направленного развития металлогении урана. При этом в ходе эволюции уранового рудогенеза наблюдается ослабление прямых связей между главнейшими тектоническими и рудообразующими процессами, что устанавливается для палеозойской и особенно для позднемезозойской и неоген-четвертичной эпох. Ведущие для этих эпох явления — вулканизм, интрузивный магматизм, горообразование — непосредственно не обуславливают возникновения месторождений, но возбуждают и активизируют гидротермальные и гидрогенные процессы, ведущие к формированию УРМ и УРП.

III. Установлено, что урановорудным эпохам предшествуют ураноносные геохимические эпохи, в ходе которых формируются ураноносные геохимические провинции.

Ураноносные геохимические эпохи охватывают значительные интервалы времени, обычно превышающие по длительности геологические периоды (кембрий — силур в Центральной Европе, поздний докембрий — ранний палеозой Центральной Азии). Длительность же урановорудных эпох заметно меньше — первые десятки миллионов лет.

IV. Масштабы урановорудных эпох (глобальность или региональность) определяются главным образом масштабом пространственного проявления процессов, ведущих к рудообразованию. Глобальность проявления процессов мезозойской и неоген-четвертичной ТМА определила глобальность и соответствующих урановорудных эпох. Средне- и позднепалеозойские эпохи ТМА охватили относительно ограниченные части континентов, следствием чего является региональность проявления средне- и позднепалеозойских урановорудных эпох.

Изучение эволюции земной коры и, в частности, продолжительности развития разновременных подвижных поясов позволило уста-

новить направленное сокращение длительности геотектонических циклов от ранних этапов формирования земной коры до четвертичного времени. Эта закономерность отчетливо проявляется и в сокращении продолжительности урановорудных эпох. Установлено: чем моложе урановорудная эпоха, тем меньший временной интервал она охватывает и, наоборот, чем древнее урановорудная эпоха, тем больший интервал времени она занимает. Это связано со все убыстряющимся эволюционным развитием земной коры.

V. В ходе эволюции земной коры намечается закономерная смена эпох эндогенного и экзогенного рудообразования в зависимости от основных геотектонических, палеоклиматических, геохимических и других факторов. При этом начиная с позднего докембрия отчетливо фиксируется интенсификация процессов экзогенного рудообразования. Наиболее интенсивно они проявились в неоген-четвертичную урановорудную эпоху. Сопоставимой с нею по масштабам ураноносности является лишь кембро-ордовикская ураноносная геохимическая эпоха, в ходе которой накапливались ураносодержащие дикинонемовые сланцы.

Рассмотрение баланса запасов по основным урановорудным эпохам не позволяет нам согласиться с широко распространенными представлениями о ведущей роли докембрийских урановорудных эпох. В настоящее время (с учетом руд, пригодных для добычи методом выщелачивания) безусловно ведущее значение имеет неоген-четвертичная урановорудная эпоха, в течение которой сформировалась часть месторождений Колорадско-Вайомингской, Аргентинской УРП и юга Австралии [Антропов П. Я., 1976].

Второй по значению является позднемезозойская урановорудная эпоха, в течение которой сформировались УРМ Колорадской УРО, частично Центральной Европы и ряда УРР западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. С учетом данных о запасах УРМ, отвечающих позднепалеозойской и среднепалеозойской урановорудным эпохам, мы приходим к выводу, что запасов урана, возникших в фанерозойский отрезок времени, много больше по сравнению с возникшими в докембрии. Особенно разительная картина складывается, если принять во внимание значительно большую продолжительность докембрия по сравнению с фанерозоем.

При освоении промышленностью низкосортных руд с убогим содержанием урана (таких, как мезозойские песчаники в США, колым в Швеции, черные сланцы Чаттануги в США, фосфориты Марокко и других районов) удельный вес фанерозойских УРМ на порядок или больше превысит докембрийские.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УРАНОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Эволюция уранового рудообразования является одним из результатов всей совокупности необратимых преобразований, имевших место в литосфере, гидросфере и биосфере в процессе направленного развития земной коры. В ходе этого развития происходили закономерные и направленные изменения всей рудообразующей системы, включающей источники металлов, способы транспортировки рудоносных растворов, рудоподводящие каналы и места локализации оруденения [Вернадский В. И., 1977; Рундквист Д. В., 1968; Смирнов В. И., 1976; Смыслов А. А., 1974; Смыслов А. А., Титов В. К., 1967].

Закономерности пространственного размещения УРП в пределах главнейших геотектонических структур континентов мы рассматриваем на общем историко-геологическом фоне с учетом изложенных выше фактических данных по тектонической позиции, глубинному строению, геологии, геохимии, развитию рудогенеза конкретных УРП.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УРАНОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ В ПРЕДЕЛАХ ЩИТОВ

Урановорудные провинции осадочно-метаморфогенных месторождений ураноносных и золото-ураноносных конгломератов в протоорогенных структурно-формационных комплексах перикратонных прогибов древних платформ

Формирование ураноносных и золото-ураноносных конгломератов происходило в результате разрушения обширных куполовидных поднятий, в ядрах которых обнажались породы архея, служившие поставщиками рудного материала. Нуклеарные ядра рассматриваются нами как первичные ураноносные геохимические провинции. Установлено, что районы развития ураноносных и золото-ураноносных конгломератов приурочены к склонам древних относительно подвижных кратонов.

Накопление рудовмещающих песчано-конгломератовых толщ происходило в крупных протоорогенных депрессионных структурах — перикратонных прогибах. Последние выполнены песчано-конгло-

мератовыми отложениями преимущественно дельтовых и русловых фаций с признаками многократных перерывов в осадконакоплении и перемыва нижежащих горизонтов (структурно-формационный комплекс слабо метаморфизованных протоорогенных отложений основания древних платформ).

Раннепротерозойская урановорудная эпоха (2200—2800 млн. лет), в течение которой сформировались все рассматриваемые УРП, характеризовалась очень низким содержанием свободного кислорода в атмосфере Земли, что позволило сохраниться от воздействия химического выветривания, и в первую очередь от окисления, рудным минералам естественного шлиха в конгломератах. Таким образом, наиболее общим фактором формирования золото-ураноносных конгломератов (и соответствующих УРП) служат особенности газового состава земной атмосферы в раннем протерозое.

Положение отдельных урановорудных полей и месторождений в пределах УРП рассматриваемого типа определяется палеогеоморфологическими (наличие эрозионных депрессий, куполов, грабен), литолого-геохимическими (широкое развитие зрелых кварцевых и олигомиктовых конгломератов, высокое содержание пирита и других тяжелых минералов, а также углеродистого вещества) и другими рассмотренными нами особенностями.

Таким образом, при прогнозировании УРП с месторождениями ураноносных и золото-ураноносных конгломератов наряду с учетом благоприятного стратиграфического уровня отложений весьма существенное значение имеет правильная расшифровка геотектонической позиции и геологического развития крупных структур. УРП этого типа приурочены к крупным перикратонным прогибам, характеризующимся длительными непрерывно-прерывистыми опусканиями, когда периоды длительного механического и химического выветривания сменялись сравнительно кратковременным погружением.

Урановорудные провинции гидротермальных урановых месторождений в структурно-формационных комплексах зон протоактивизации древних платформ и щитов

Наибольшее значение здесь имеют УРП с месторождениями урановой формации в пегматитах и кварц-калишпатовых метасоматитах и урановой формации в натриевых и карбонатных метасоматитах, локализующихся в ареалах интенсивного кремний-щелочного метасоматоза и в пегматитовых полях. Они приурочены к структурам основания древних платформ, обладающим максимальными мощностями земной коры в целом и ее гранитно-метаморфической составляющей в частности. В процессе предшествующей метаморфизму осадочной дифференциации, а затем и гранитизации оформились характерные для ранне-среднепротерозойского этапа развития Земли ураноносные геохимические провинции, возникновение которых предварило формирование УРП.

Важнейшую роль в возникновении данного типа УРП играют пояса и зоны метаморфического преобразования — области древнейшей ранне-среднепротерозойской активизации или протоактивизации, с широким и многократным проявлением процессов ультраметаморфизма и гранитизации. Наиболее интенсивно эти процессы развиваются вдоль краевых структур древнейших (архейских) кратонов (западная часть Канадского щита, провинция Слайв) и вдоль линеаментов глубокого заложения — древних рифтовых структур. Главнейшей особенностью УРП, выделенных в пределах этих областей или поясов, является последовательное многократное проявление метаморфизма различных фаций. При этом практически во всех выявленных УРП (Черчилл на Канадском щите, УРП Мадагаскара и Южной Африки) наблюдается взаимосвязь процессов метаморфизма и гранитизации с крупными разломами глубокого заложения, обеспечивающими интенсивное поступление тепла из подкорового субстрата и миграцию вещества. Это тепло служило источником энергии при развитии рудообразующих процессов.

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные формации в пределах всех УРП (и УРО) рассматриваемого типа преобразованы в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой фациях метаморфизма; непременной особенностью УРП является сочетание различных фаций. Таким образом, пространственное размещение подобных УРП определяется структурным фактором и фактором метаморфизма при условии неоднократного проявления и взаимного наложения различных его ступеней.

Положение отдельных месторождений и рудных полей в УРП с месторождениями урановой формации в пегматитах и кварцкалишпатовых метасоматитах и урановой формации в натриевых и карбонатных метасоматитах также определяется сочетанием структурных факторов контроля оруденения с ареалами развития процессов кремний-щелочного метасоматоза и пегматитообразования (УРП Канады, УРП Мадагаскара, Южной Африки).

Урановорудные провинции урановых и медно-урановых гидрогенных месторождений в структурно-формационных комплексах тафросинеклиз и миогеосинклинальных прогибов древних платформ

УРП этого типа в последние годы приобретают важное промышленное значение. Несмотря на некоторые черты различия геологического строения Арнемлендской и Катангской УРП (рассмотренных нами ранее), появление их на определенном этапе развития сходных типов структур земной коры представляется нам вполне закономерным. Подобные УРП и ураноносные геохимические провинции возникают в пределах древних щитов, в областях, характеризующихся сравнительно спокойным геотектоническим развитием на протяжении длительного отрезка времени. Как правило, эти области сложены «переходными» комплексами пород, которые одними

исследователями рассматриваются как геосинклинальные, а другие как платформенные. Такие комплексы отвечают периодам относительно стабильного геотектонического режима, характеризовавшегося накоплением кремнистых и карбонатных (преимущественно доломитовых) и терригенных отложений, содержащих высокий процент органического углерода.

Анализируя позднепротерозойский отрезок истории земной коры, мы приходим к выводу о широком распространении ураноносных геохимических провинций, где накопление толщ, обогащенных ураном, медью, кобальтом, никелем и некоторыми другими элементами, происходило в крупных депрессионных структурах (тафросинеклизах). Бассейны такого типа располагались внутри оформившихся к этому времени материков и внутриматериковых прогибов, соединявших внутренние моря с Мировым океаном.

Развитие уранового рудогенеза и как следствие возникновение медно-урановорудных провинций в пределах ураноносных геохимических провинций связано с процессами тектонической активизации, охватившими Землю на рубеже докембрия и фанерозоя. В Арнемлендской и Катангской УРП активизация выразилась в первую очередь в появлении систем поднятий и депрессий, ограниченных разрывными нарушениями. Перерывы в осадконакоплении сопровождались формированием кор выветривания и резким усилением циркуляции поверхностных и грунтовых вод. С деятельностью грунтовых вод в зоне приповерхностного водообмена, в частности в пределах древних поверхностей выветривания и несогласия, большинство австралийских исследователей в настоящее время связывает мобилизацию, транспортировку и вторичную концентрацию урана, рассеянного в ураноносных геохимических формациях. Все это свидетельствует о главенствующей роли геохимических, палеотектонических и палеогеографических факторов в формировании УРП рассматриваемого типа. Расположение в пределах известных УРП отдельных рудных полей и урановых месторождений определяется преимущественно структурными факторами: зонами дробления, сбросами, сбросо-сдвигами.

Возможность выявления новых УРП с медно-урановыми месторождениями оценивается нами в целом весьма высоко. Однако исследования в этом направлении требуют комплексного изучения различных аспектов геологии ряда крупных регионов, представляющих перспективными. В ходе этого изучения должны быть выяснены благоприятные стратиграфические уровни, выделены благоприятные тектонические структуры — тафросинеклизы и многосинклинальные прогибы, выявлены ураноносные геохимические формации и т. д. Это возможно при целенаправленной работе специалистов различного профиля.

Изучение медно-урановорудных провинций, где терригенно-карбонатные породы нередко вмещают крупные УРМ, показывает, что широко бытующая отрицательная оценка перспектив ураноносности областей развития существенно карбонатных образований без должного учета условий их формирования, геохимического облика

и особенностей наложенных процессов может быть весьма односторонней и не всегда правильной.

Заканчивая рассмотрение закономерностей формирования медно-урановорудных провинций, считаем необходимым отметить, что сходные УРФ, где уран ассоциирует с никелем, кобальтом, свинцом, цинком и рядом других элементов, возникают в Центральной Европе и в позднепалеозойскую урановорудную эпоху.

Урановорудные провинции гидротермальных урановых месторождений в структурно-формационных комплексах внутренних массивов древних платформ, активизированных в мезозое

Этот тип представлен провинцией, а также рядом урановорудных районов. Крупнейшим тектоническим таксоном при анализе расположения подобных УРП являются ареалы ТМА, охватывающие щиты и части щитов.

Наиболее общей особенностью геотектонической позиции УРП и УРР является расположение их в структурах восточной окраины Азиатского материка, неоднократно активизированных в фанерозое. Примечательно отсутствие сходных по типу сколько-нибудь существенных урановых концентраций в пределах щитов и платформ западной части Северной и Южной Америки. Это можно объяснить различием глубинного строения восточного и западного сегментов Тихоокеанского подвижного пояса. В восточном сегменте зона Беньофа падает под материк и ее развитие сопровождается океанизацией дробящейся континентальной коры Северо- и Южноамериканского материков. В западном же сегменте, согласно представлениям Л. И. Красного [1964], М. И. Ициксона [1973, 1974], Ю. М. Пушаровского [1972] и других, происходит наращивание мощности коры континентального типа, в частности вдоль зон региональных глубинных разломов.

Региональные глубинные разломы длительного развития играют особую роль в возникновении УРП рассматриваемого типа. Они создают блоковое строение докембрийского основания и контролируют поля специализированных на уран магматических образований щелочного или кислого состава; к ним приурочены мощные и протяженные зоны гидротермально-метасоматических изменений.

Таким образом, ведущими факторами, определяющими пространственное размещение подобных УРП и УРР, являются геотектонический, структурный и магматический.

Для УРП этого типа характерен отчетливый контроль оруденения глубинными разломами, сопровождающимися кремнщелочным метасоматозом. Локализация отдельных месторождений определяется преимущественно крупными разрывными нарушениями различной морфологии: сбросами, сбросо-сдвигами, зонами дробления и катаклаза и т. д.

Анализ особенностей проявления процессов фанерозойской и в том числе мезозойской активизации позволяет предполагать

значительные перспективы выявления новых УРП в пределах щитов Азиатского и Африканского материков, граничащих со Средиземноморским подвижным поясом, и азиатской части Тихоокеанского подвижного пояса и отсутствие перспектив выявления УРП этого типа в пределах щитов Северной и Южной Америки и большей части Европы.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УРАНОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ И РАЙОНОВ В ФАНОРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ

Как отмечалось ранее, в пределах подвижных поясов УРП располагаются главным образом в гранито-гнейсовых блоках основания, рассматриваемых как срединные массивы (УРП Армориканского, Центрального Французского срединных массивов) либо в их обрамлении. Срединные массивы сложены преимущественно породами докембрийских СФК. В пределах миогеосинклинальных прогибов, окружающих срединные массивы, в обстановке неглубокого моря создавались условия для развития органической жизни, что способствовало фиксации урана в процессе формирования осадков. Таким образом сформировались ураноносные геохимические провинции, характеризующиеся широким распространением углеродисто-кремнистых сланцев. Отметим, что занимающие сходную структурную позицию геосинклинально-складчатые области с эвгеосинклинальным типом отложений характеризуются, как правило, отсутствием специализированных на уран формаций; не известны в их пределах и УРП.

Урановорудные провинции гидротермальных урановых месторождений в структурно-формационных комплексах активизированных срединных массивов и обрамляющих их миогеосинклинальных прогибов

Эти УРП известны во внеальпийской зоне Средиземноморского подвижного пояса, в ранне-среднепалеозойских геосинклинальных складчатых областях Урало-Монгольского подвижного пояса и в мезозойских структурах западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. Подобные УРП возникают в процессе более контрастного по сравнению с поздним докембрием и нижним палеозоем развития отдельных блоков земной коры, что обусловлено тектоно-магматическими процессами в геосинклинально-складчатых системах.

Анализ геотектонической позиции УРП, размещающихся в пределах срединных массивов Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов, показывает, что наиболее представительные из них расположены в краевых частях подвижных поясов вблизи их границ с древними платформами. По сути они могут рассматриваться как краевые срединные массивы (по Л. И. Красному) по отношению к древним платформам. Конфигурация таких срединных массивов определяется разноориентированными глубинными раз-

ломами, развивающимися, как правило, в течение нескольких геологических эпох. Чешский срединный массив ограничивается нарушениями, субпараллельными близмеридиональному Балтийско-Подольскому линеamentу; расположенные западнее срединные массивы (Центральный Французский, Вогезский, Шварцвальдский) ограничиваются разломами субмеридионального направления, а для массива Испанской Мезеты важнейшее значение приобретают широтные разломы.

Положение рассматриваемых УРП в глобальных структурах характеризуется отчетливой асимметрией относительно осевых частей подвижных поясов. УРП срединных массивов Средиземноморского подвижного пояса сосредоточены только вдоль его северной части (Испанская Мезета, Центральнофранцузская). В пределах Тихоокеанского подвижного пояса отдельные УРП локализованы в восточном сегменте (мелкие месторождения в срединных массивах Северных Кордильер и Анд).

Анализ материала по геологии и глубинному строению показывает, что подобное явление может быть связано с различным развитием земной коры и, по-видимому, обусловлено кратонизацией и наращиванием коры континентального типа в отдельных сегментах подвижных поясов.

Возникновение УРП в пределах срединных массивов в подвижных поясах, как было показано при рассмотрении конкретных УРП, связывается с внегеосинклинальными сводово-глыбовыми процессами или с процессами ТМА [Казанский В. И., 1972], рассматриваемыми как процессы поздних стадий развития подвижных поясов [Билибин Ю. А., 1955; Семенов А. И., Смыслов А. А., 1967].

Тектоно-магматическая активизация срединных массивов проявляется в интенсивных глыбовых перемещениях вдоль подновленных либо заложенных глубинных разломов, в разнообразных формах магматизма, накоплении молассоидных толщ в приразломных депрессиях и грабенах [Карпова Е. Д., Смыслов А. А., Шувалов Ю. М., 1975]. Во многих провинциях широко представлены высоко-радиоактивные гранитные интрузии (УРП Центральнофранцузская, Испанской Мезеты).

Пространственное размещение многофазных плутонов определяется в значительной степени куполовидными поднятиями фундамента, сложенного преимущественно древними метаморфическими толщами.

Урановорудные месторождения, формирующиеся после гранитоидов, телескопируются на более ранние редкометалльно-полиметаллические или медные месторождения, ассоциирующие с интрузиями гранитов. Подобные явления отмечены А. Д. Щегловым [1971] для Чешского, Центрального Французского и других срединных массивов. Иногда наблюдается сближенность во времени процессов уранового рудообразования и формирования гранитов.

На примере УРП рассматриваемого типа особенно отчетливо видна роль структурного контроля в размещении УРМ. Протяжен-

ные глубинные разломы и опережающие их нарушения, сопровождающиеся более или менее отчетливо выраженными поясами вулканогенных образований, гипабиссальными интрузиями и дайками, являются главными рудоконтролирующими структурами. Рудоконтролирующие разломы фиксируются до глубин 40—50 км. Проникновение рудовмещающих разломов колеблется от 2—4 до 20 км.

Особое значение глубинных разломов мы усматриваем также и в том, что именно они служат путями миграции рудоносных растворов к поверхности, контролируют поступление глубинных потоков энергии [Ициксон М. И., 1964] и продуктов дегазации верхней мантии, благодаря чему осуществляется взаимодействие мантии с земной корой [Виноградов А. П., 1959]. Сложное сочетание глубинных и приповерхностных процессов в формировании УРМ отчетливо видно на примере ряда УРП срединных массивов.

Отдельные рудные районы, месторождения и рудные поля в пределах УРП контролируются геологическими структурами, развивающимися в зонах влияния глубинных разломов, функционировавших в процессе ТМА срединных массивов. К числу таких структур относятся: а) системы мощных минерализованных зон дробления крупных нарушений; б) вулканогенно-интрузивные пояса; в) системы наложенных впадин, выполненных континентальными терригенными отложениями. При этом именно системы минерализованных зон дробления определяют металлогенический облик большинства УРП этого типа.

Литолого-стратиграфический фактор рудоконтроля приобретает существенное металлогеническое значение лишь при анализе положения отдельных месторождений в пределах рудных полей. Он влияет на минеральный состав УРМ и геохимический облик руд.

Магматическому фактору в формировании УРМ ряд исследователей придает определяющее значение, рассматривая, в частности, связь урановородных месторождений и высокоактивных гранитоидов как генетическую либо парагенетическую. Однако в последние годы все больше геологов видят в гранитном магматизме не столько источник металла, сколько фактор, приводящий к перераспределению урана в верхней оболочке земной коры из ураноносных геохимических формаций и концентрации его в благоприятных структурных условиях. Последнее, как нам представляется, позволяет с большей убедительностью обосновывать как региональные закономерности размещения месторождений, так и направление прогнозных и поисковых работ.

На основании рассмотренных данных по геологии и металлогении УРП срединных массивов можно сделать вывод, что их формирование происходит в пределах блоков с сиалической корой континентального типа. Для них характерно наличие глубинных разломов, вовлекающих в процесс преобразования верхнюю часть сиалического слоя и пограничные слои гранитного и базальтового слоев или, по мнению ряда исследователей, так называемый диоритовый слой. Это важно подчеркнуть, учитывая тесную пространственную близость месторождений урана и золота в ряде провинций. Опреде-

ляющую роль диоритовых магм в формировании золоторудных месторождений отмечал еще Ю. А. Билибин.

Таким образом, рудообразование может быть обусловлено как привнесом урана из глубинных коровых источников, так и перераспределением урана из ураноносных геохимических формаций.

Изложенные данные позволяют определить главнейшие условия образования УРП в пределах срединных массивов (и их геосинклинально-складчатого обрамления):

1) существование срединных массивов с купольными структурами гранито-гнейсового состава с относительно высоким содержанием урана в породах;

2) присутствие в обрамляющих срединные массивы миогеосинклинальных прогибах углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинисто-известковистых отложений, обогащенных ураном и биогенным углеродом;

3) мощное проявление процессов ТМА, которые на ранних стадиях выступают как генераторы рудообразования, а на более поздних создают условия для дополнительного переотложения урана и концентрации богатых руд. Наиболее продуктивными на уран, по данным геологического и изотопно-геохронологического исследований, являются мезозойская эпоха ТМА, которой соответствует глобальная урановорудная эпоха, а также средне- и позднепалеозойские региональные урановорудные эпохи;

4) наличие крупных разломов глубинного заложения — линейментов, ограничивающих и разделяющих на блоки срединные массивы. Как правило, эти же разломы контролировали и размещение УРМ и, вероятно, служили путями миграции вещества, в том числе и рудообразующих флюидов из гранитного и базальтового слоев.

Роль глубинных разломов в размещении УРМ очевидна в настоящее время для ряда УРП.

При выделении новых, потенциально ураноносных территорий помимо перечисленных выше особенностей очень важно учитывать общие тенденции развития конкретных срединных массивов и их внутреннее строение. Наиболее благоприятными представляются массивы, испытавшие умеренное воздымание и имеющие гетерогенное строение. В таких случаях с поднятиями, представленными гранито-гнейсовыми куполами, сосуществуют опущенные блоки, обычно имеющие тектонические ограничения и выполненные осадочными, реже вулканогенно-осадочными отложениями. Массивы, испытавшие весьма длительное воздымание и вследствие этого более гомогенные, не столь благоприятны для формирования УРП. В этом случае перспективы ураноносности могут определяться развитием уранового рудогенеза в структурах обрамления.

В ряде районов земного шара отмечена пространственная близость УРП с месторождениями в СФК активизированных срединных массивов и УРР с месторождениями в СФК, переходных от геосинклинальных к платформенным. Особенности УРР такого типа хорошо иллюстрируются на примере эпипалеозойской Западно-Европейской платформы. В ее пределах «переходный» позднепале-

озойский СФК лежит на гетерогенном основании, включающем геосинклинально-складчатые зоны и срединные массивы. Формирование СФК происходит в два этапа (орогенный и квазиplatformенный), каждому из которых соответствуют определенные УРФ. В начале орогенного этапа формируются ураноносные молассы, затем на фоне континентального осадконакопления в аридных условиях широко проявляются обогащенные ураном формации кислых вулканитов и в конце этого этапа возникают многочисленные стратиформные и жильные гидротермальные сульфидно-настурановые месторождения. Урановорудные районы такого типа тяготеют к краевым частям жестких блоков фундамента, где развиты региональные разломы нескольких направлений, контролирующие размещение орогенных наложенных структур (молассовых и вулканогенно-молассовых депрессий).

В ходе квазиplatformенного этапа в результате развития эрозионных процессов после отмирания вулканизма происходит формирование пестроцветных терригенных толщ. Они насыщены пережитым кислым вулканическим материалом и содержат горизонты песчаников, обогащенных растительной органикой и характеризующихся повышенными содержаниями урана, меди, ванадия и пр. С такими горизонтами связаны многочисленные месторождения урана «песчаникового типа», районы развития которых охватывают древние консолидированные блоки кристаллического фундамента. Завершение квазиplatformенного развития и переход к platformенному режиму знаменуются глубокими эпиконтинентальными трансгрессиями и накоплением региональных маркирующих горизонтов ураноносных медистых сланцев (мансфельдского типа). Наложение более поздних процессов на подобные концентрации (что иногда имеет место при ТМА структур молодой платформы) приводит к образованию богатых эпигенетических стратиформных месторождений. Такие месторождения тесно ассоциируют с проявлениями «песчаникового типа» в отложениях переходного комплекса и возникают, вероятно, за счет их трансформации.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УРАНОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ В ПРЕДЕЛАХ ЧЕХЛОВ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И СИСТЕМ НАЛОЖЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ

Возникновение таких УРП связано с региональным развитием элементов окислительно-восстановительной эпигенетической зональности в отложениях чехлов. Этот процесс проявляется в отложениях СФК неметаморфизованных пологозалегающих терригенных пород; возраст рудомещающих пород — от карбона до антропогена. Урановорудные провинции, как правило, располагаются в регионах, где в составе СФК нижних частей разреза platformенного чехла либо в СФК основания присутствуют ураноносные геохимические формации (пенсильванские черносланцевые толщи Колорадской УРО).

Инфильтрационный урановорудный процесс проявляется в областях, характеризовавшихся во время рудообразования и в более поздние эпохи преимущественно аридным климатом. Достоверно установлено, что климатические области на поверхности Земли в течение юры, мела и кайнозоя сохранялись практически неизменными. Исходя из принципа актуализма, можно считать, что механизм возникновения климатических зон и литогенеза в них в мезозое был принципиально таким же, что и сегодня. Следовательно, современные аридные области практически соответствуют ареалам инфильтрационных процессов, приведших в позднем мезозое и кайнозое к возникновению УРП рассматриваемых типов. Установлено, что рудоформирующая эпигенетическая зональность обусловливается устойчивым гидродинамическим режимом, свойственным периферии мезозойско-кайнозойских эпиплатформенных орогенных поясов, т. е. субороженным областям [Лисицын А. К., 1975; Перельман А. И., 1968, и др.].

Рассматриваемые УРП приурочены к субороженным областям, располагающимся в зонах сочленения орогенных поясов с древними и молодыми платформами: Колорадско-Вайомингская — к Невадийскому орогену, Мали-Нигерская — к Центральносахарскому, Аргентинская — к Андийскому.

Инфильтрационный рудоформирующий процесс возможен главным образом в областях, граничащих с районами глубокого тектоно-эрозионного расчленения. В пределах поднятых блоков на поверхность выходят породы фундамента, а по периферии поднятий располагаются артезианские бассейны с местными очагами разгрузки. Таким образом, создаются важнейшие условия, определяющие динамическую сущность инфильтрационного процесса.

Закономерности размещения УРП относительно орогенных поясов целесообразнее рассмотреть отдельно для провинций, сформировавшихся в чехлах древних и молодых платформ. В пределах чехлов древних платформ сформировались Колорадско-Вайомингская, Аргентинская и Мали-Нигерская УРП. Формирование УРМ первых двух УРП связано с двумя урановорудными эпохами — позднемезозойской и неоген-четвертичной. Геотектоническая позиция подобных УРП определяется их приуроченностью к зонам тектонической активизации в форланде линейных орогенных поясов, что наиболее отчетливо проявлено в западных частях Северной и Южной Америки, где Невадийский и Андийский орогены «взламывают» краевые части Североамериканской и Бразильской платформ.

Возникновение геотектонической обстановки, благоприятствующей формированию УРП (системы депрессий и поднятий с соответствующим гидродинамическим режимом), в значительной степени обуславливается крупными зонами разрывных нарушений, перпендикулярными к основному простираению орогенных поясов. Примерами могут служить продолжающиеся на континент зоны прослеженных на тысячи километров по дну Тихого океана разломов Мендосино и Меррей, ограничивающие с севера и юга Коло-

радско-Вайомингскую УРП, а также океанические разломы Сала и Гомес, ограничивающие с севера Аргентинскую УРП.

В работах М. И. Ициксона [1966, 1974] указывается на важное металлогеническое значение зон разломов, перпендикулярных к простиранию складчатого пояса Кордильер, в металлогении свинца, цинка, золота и бария Североамериканского континента. Мощнейшие зоны разломов, протягивающиеся на тысячи километров и перпендикулярные к Центральносаяхарскому орогену, характерны и для Мали-Нигерской УРП.

Области, заключенные между подобными трансрегиональными разломами, характеризуются общим воздыманием, большей по сравнению с окружающими их областями амплитудой вертикальных движений, приводящих к формированию систем поднятий и депрессий. В пределах депрессий в начальную стадию активизации происходит формирование аллювиальных долин с экзодиагенетическими концентрациями урана. При усилении тектонической активности на месте аллювиальных долин и вблизи них возникают гидрогеологические массивы, артезианские воды которых играют ведущую роль в формировании инфильтрационных урановых месторождений, связанных с зонами пластового окисления.

Активные тектонические движения и магматизм, продолжавшиеся в пределах Колорадско-Вайомингской и Аргентинской УРП до позднемиоценового периода и сопровождавшиеся низкотемпературными гидротермальными изменениями, свидетельствуют о возможности широкого участия разогретых на глубине вадозных вод в рудоформирующем процессе, особенно на начальных стадиях его развития. Некоторые исследователи не исключают участия в формировании УРМ и смешанных вод (вадозных и ювенильных, «возрожденных»). Косвенным подтверждением возможности участия ювенильных вод в рудообразующем процессе в породах чехла служит формирование в эту эпоху в сопредельных структурах гидротермальных жильных месторождений урана (Мерисвейл, Карибу, Сталин-Презент и другие в Скалистых горах, граничащих с Колорадско-Вайомингской УРП).

УРП месторождений в чехлах молодых платформ, в отличие от УРП в чехлах древних платформ, образовались только в неоген-четвертичный период, в ходе неотектонического этапа развития Земли.

Важнейшей металлогенической особенностью УРП в чехлах молодых платформ является развитие УРМ, связанных преимущественно с зонами пластового окисления в верхних частях артезианских бассейнов. Такие УРП локализуются в активизированных частях молодых платформ — в областях их сопряжения с альпийскими орогенами. Они, как и УРП в пределах активизированных чехлов древних платформ, размещаются в форландах орогенных поясов. Важнейшая роль в формировании УРП в чехлах молодых платформ принадлежит, как и в предыдущем типе УРП, трансгрессивным разрывным нарушениям, перпендикулярным к простиранию орогенных поясов. Такие нарушения во многом определяют разви-

тие рудоконтролирующих структур и влияют на гидродинамический режим при образовании инфильтрационных урановых месторождений.

Ряд аспектов влияния неотектонических движений на формирование артезианских вод рассмотрен Н. Н. Николаевым [1956, 1961]. По его данным, масштабы вертикальных перемещений на платформах составляют 300—600 м для поднятий и 200—600 м — для депрессий. Иная картина наблюдается в предгорных артезианских бассейнах. Здесь глубокие разломы выводят на поверхность горячие воды погруженных зон земной коры; гидродинамика вод характеризуется специфической гидрохимической и гидротермической зональностью.

На основании изложенного можно сформулировать основные гидрогеологические критерии локализации инфильтрационного уранового оруденения:

1) урановорудные месторождения формируются в артезианских бассейнах, образующих внешний артезианский пояс орогенов; как правило, они приурочены к аридным или субаридным областям, характеризующимся высокой степенью минерализации вод;

2) УРМ располагаются на крыльях артезианских бассейнов, на границе с наиболее обводненными частями орогенов;

3) водоносные горизонты, формирующие УРМ, характеризуются наличием каналов гидравлической связи между собой и с грунтовыми водами верхних частей разреза;

4) наиболее продуктивные рудовмещающие горизонты УРМ имеют, как правило, дополнительные источники питания пластовых вод (например, перелив вод и разгрузка вод фундамента бассейна);

5) гидрохимическая зональность урановорудных районов характеризуется сменой окислительных сред, обуславливающих активную миграцию урана, восстановительными, «запрещающими» миграцию.

Проблема экзогенных эпигенетических концентраций урана и твердых битумов в разрушенных нефтегазоносных структурах привлекает пристальное внимание многих исследователей.

Проведенный нами анализ материалов по этому вопросу показал, что совместное нахождение битумов и урана, наиболее ярко проявленное в Колорадской УРО, является скорее исключением, чем общей закономерностью. Урано-битумная ассоциация наиболее часто возникает в тех случаях, когда урановорудные и нефтяные месторождения пространственно совмещены, а это обычно обуславливается развитием инфильтрационного урановорудного процесса в пределах газонефтеносных горизонтов. Важную роль, с нашей точки зрения, играют битумы, поступающие по каналам гидравлической связи из нижележащих СФК. Вызывая изменения в составе подземных рудоформирующих вод, они могут создавать реальные предпосылки для формирования промышленного уранового оруденения. Однако количество подобных битумов ничтожно по сравнению с битумами, образовавшимися при разрушении нефтегазоносных структур.

Изучение уранового рудогенеза на фоне эволюции сиалической оболочки Земли дало возможность рассмотреть взаимосвязь геотектонических, структурно-вещественных и металлогенических особенностей континентальных блоков земной коры и углубить наши знания в области региональной металлогении урана.

Рассмотрение различных аспектов геологического развития главнейших структур континентов, сочетающееся с анализом формационных и генетических особенностей урановых месторождений и основных черт геохимии урана, позволило прийти к выводу, что специфические урановородные провинции, области и районы с месторождениями определенной формационной принадлежности возникают на определенных этапах эволюции главнейших геотектонических структур земной коры.

Урановородные территории, как правило, занимают строго определенную геотектоническую позицию. Это положение наиболее отчетливо иллюстрируется примерами УРП. Так, связанные с формированием основания древних платформ УРП осадочно-метаморфогенных месторождений ураноносных и золото-ураноносных конгломератов располагаются в перикратонных прогибах на склонах архейских кратонов, УРП гидротермальных УРМ — в зонах протоактивизации, УРП гидрогенных урановых и медно-урановых месторождений — в тафросинеклизах и многоэосинклинальных прогибах. В фанерозойских подвижных поясах УРП гидротермальных месторождений размещаются в пределах срединных массивов и обрамляющих эти массивы многоэосинклинальных прогибов. В чехлах древних и молодых платформ УРП гидрогенных УРМ формируются в зонах тектонической активизации. Таким образом, УРП в пространственном отношении обычно соответствуют геотектоническим структурам III порядка, а УРО и УРР — структурам более мелких порядков.

Анализ новейших материалов по геохимии и ураноносности крупных регионов подтверждает высказывавшееся ранее советскими и зарубежными исследователями предположение о том, что процессы гидротермального и гидрогенного уранового рудообразования в урановородных провинциях и областях обычно проявляются на фоне осадочных, магматических, метаморфических формаций, обогащенных ураном в предшествующие геологические эпохи (т. е. ураноносных геохимических формаций). В ходе эволюции земной коры происходит закономерная смена геологических ситуаций, обусловивших накопление огромных масс рассеянного миграционноспособного урана, заключенного в ураноносных геохимических формациях. В архее ураноносные геохимические формации возникали в результате зонной плавки протокры, в начале раннего протерозоя — в ходе осадочной дифференциации, во второй половине раннего протерозоя — в обстановке ультраметаморфизма и

гранитизации, в позднем протерозое, палеозое и мезозое — в результате биогеохимических процессов и магматической деятельности.

Урановорудные месторождения, создающие основной потенциал запасов в УРП, УРО и УРР, формируются в течение закономерно проявляющихся урановорудных эпох. Эти эпохи сопряжены во времени со вспышками тектонической или тектоно-магматической активности, отвечающими началу или завершению крупных этапов развития континентов или отдельных их блоков.

Большинству урановорудных эпох свойственны специфические особенности процессов уранового рудогенеза. В раннепротерозойскую эпоху (2800—2200 млн. лет) на ряде континентов возникли ураноносные и золото-ураноносные конгломераты — продукты глубокой механической дифференциации в условиях низкого содержания свободного кислорода в атмосфере. В ранне-среднепротерозойскую (2000—1700 млн. лет) и позднепротерозойскую (1050—950 млн. лет) эпохи сформированы урановорудные пегматиты и щелочные метасоматиты, представляющие собой результат сложного взаимодействия процессов гранитизации и регионального метаморфизма различных ступеней, проявившихся в древних комплексах основания на большинстве протоконтинентов древних платформ. Позднепротерозойско-раннепалеозойская урановорудная эпоха (700—550 млн. лет) характеризовалась развитием гипергенных процессов (выветривание, трещинная и пластовая инфильтрация), приводящих к появлению гидрогенных урановых и медно-урановых месторождений. В течение среднепалеозойской (380—330 млн. лет), позднепалеозойской (280—260 млн. лет) и позднемезозойской (130—90 млн. лет) эпох в связи с процессами позднеорогенного магматизма и ТМА структур Средиземноморского и других подвижных поясов образовались многочисленные гидротермальные месторождения в зонах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания. Позднемезозойская (130—90 млн. лет) и неоген-четвертичная (20—0 млн. лет) эпохи характеризуются широким развитием гидрогенного рудообразования, интенсифицированного новейшими горообразовательными процессами на всех континентах. Отчетливо выраженная тенденция нарастания интенсивности экзогенных рудоформирующих процессов при затухании роли эндогенного рудообразования в ходе геологической истории Земли является безусловно отражением общей эволюции земной коры.

В качестве наиболее реального источника металла, вовлекаемого в эпигенетические рудообразующие процессы, нами рассматриваются породы гранитно-осадочного слоя.

Естественно, что при металлогеническом анализе ураноносности континентальных блоков не удалось рассмотреть целый ряд вопросов, важных для более полного понимания закономерностей проявления уранового оруденения в пространстве и во времени. Однако авторы надеются, что разработанные положения, базирующиеся на выявлении основных эволюционных тенденций уранового рудогенеза, будут способствовать повышению уровня наших знаний о металлогении урана.

- Адышев М. М., Қалмурзаев К. Е.* О седиментационно-диагенетическом происхождении уранового оруднения в углисто-кремнисто-сланцевой формации.— Геология рудных месторождений, 1965, № 4, с. 16—25.
- Альтгаузен М. Н.* Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.
- Альтгаузен М. Н.* Уран.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., Наука, 1966, с. 102—152.
- Анкинович С. Г., Анкинович Е. А.* Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., Наука, 1968, с. 356—374.
- Антропов П. Я.* Топливо-энергетический потенциал Земли. 2-е изд. М., 1976. 296 с.
- Армстронг Ф. К.* Урановые ресурсы будущего — «порфиновые» месторождения.— В кн.: Образование месторождений урана. М., Мир, 1976, с. 644—654.
- Архангельский А. Д.* Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов.— В кн.: Фосфориты СССР. Л., Геолком, 1927, с. 356—374.
- Афанасьев Г. В.* Критерии выделения крупных рудоносных зон (поисков) тектоно-магматической активизации на примере Альпийской складчатой области.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 96—98.
- Афанасьев Г. В.* О металлогении системы геосинклиналь — пояс тектоно-магматической активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., Наука, 1975, с. 154—161.
- Барабаш А., Вират К.* Механизм образования осадочных урановых руд на примере Мечекского месторождения (Венгерская Народная Республика).— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2, с. 143—145.
- Басков Е. А.* Палеогеогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л., Недра, 1976. 198 с.
- Батурин Г. Н.* Уран в современном морском осадкообразовании. М., Атомиздат, 1975. 152 с.
- Бейтс Т., Строл Э.* Минералогия и химия урансодержащих черных сланцев. М., Атомиздат, 1959.
- Белевцев Я. Н.* Месторождение урана Мери Кетлин (Австралия).— Геология рудных месторождений, 1977, № 2, с. 33—42.
- Белов А. А.* Тектоника доальпийского основания Паннонской межгорной впадины.— Геотектоника, 1972, № 2, с. 80—92.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968. 255 с.
- Бердичевская М. Е.* К вопросу о меденосности цехштейновых отложений Прибалтики.— В кн.: Рудоносность Русской платформы. М., 1965, с. 167—172.
- Билибин Ю. А.* Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1948, № 4, с. 51—66.
- Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 86 с.

- Билибин Ю. А.* Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения.— Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 149—165.
- Бродская Н. Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов.— Труды ГИН АН СССР, 1974, вып. 258. 198 с.
- Бубнов С.* Геология Европы. Т. 2, ч. 1. Л.—М., 1935.
- Бушинский Г. И.* Древние фосфориты Азии и их генезис.— Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 149. 192 с.
- Бушинский Г. И.* Формация Фосфория.— Труды ГИН АН СССР, 1969, вып. 201, с. 1—112.
- Вадес Э.* Геология Венгрии. М., Мир, 1964. 532 с.
- Вернадский В. И.* Размышления натуралиста. Кн. 2. Научная мысль как планетное явление. М., Наука, 1977. 192 с.
- Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
- Виноградов А. П.* Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3—19.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П.* Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии.— Геохимия, 1970, № 4, с. 389—402.
- Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В.* Главнейшие типы рудных месторождений. М., Недра, 1975. 392 с.
- Гавшин В. М., Боброва В. А., Зоркина Л. С.* Количественные соотношения между ураном и фосфором в фосфоритах и фосфатносных осадочных породах.— Литология и полезные ископаемые, 1974, № 6, с. 118—123.
- Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М., Наука, 1972. 299 с.
- Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений/Под ред. Ф. И. Вольфсона.* М., Наука, 1968. 472 с.
- Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации/И. М. Власов, И. В. Воловикова, Г. Д. Гладышев и др. М., Атомиздат, 1966.*
- Гецева Р. В.* Некоторые данные о поведении урана при метаморфизме.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963, с. 208—227.
- Гецева Р. В., Дерягин А. А.* О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфогенных месторождений урана.— Там же, с. 71—93.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* О необратимости характера геологического и металлогенического развития земной коры.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., Наука, 1964, с. 137—149.
- Готман Я. Д., Зубрев И. Н.* Генетическая классификация урановых месторождений.— Сов. геология, 1963, № 3, с. 43—55.
- Данчев В. И., Лапчинская Т. А.* Месторождения радиоактивного сырья. М., Недра, 1965. 245 с.
- Данчев В. И., Стрелянов Н. П.* Стадийность рудообразования и классификация экзогенных урановых месторождений.— Геология рудных месторождений, 1976, № 3, с. 11—24.
- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П.* Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966. 247 с.
- Домарев В. С.* Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956. 272 с.
- Домарев В. С.* Некоторые особенности металлогении докембрия.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970, с. 238—257.
- Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 488 с.
- Ершов А. Д.* Геология, поиски и разведка месторождений урана. М., Госгеолиздат, 1955. 192 с.
- Захаров Е. Е.* Опыт металлогенического районирования Европы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—24.
- Зверев В. П.* О гидрогеохимическом балансе территории СССР.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 1, с. 161—163.

Ивенсен Ю. П., Степанов А. А., Чайковский В. К. К проблеме золотоносных конгломератов.— Разведка и охрана недр, 1963, № 2, с. 1—7.

Ипполито Ф. Урансодержащие формации верхнепалеозойских пород Альп.— В кн.: Геология атомного сырья. М., 1959, с. 298—312.

Ицксон М. И. Типы подвижных поясов тихоокеанской окраины СССР.— Сов. геология, 1964, № 1, с. 10—38.

Ицксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточно-азиатского типа в связи с особенностями глубинного строения тихоокеанской окраины СССР.— Сов. геология, 1966, № 1, с. 6—23.

Ицксон М. И. Связь металлогенических провинций с вулканогенными поясами, крупными геотектоническими элементами и типами земной коры (на примере Тихоокеанского пояса).— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, т. 191, с. 102—120.

Ицксон М. И. Металлогенические системы Тихоокеанского сегмента Земли.— Геология рудных месторождений, 1974, № 2, с. 10—27.

Кавака Р. Понски урана в Португалии и ее африканских провинциях.— В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., 1956, с. 284—296.

Каждан А. Б. Методы поисков урановых месторождений. М., Недра, 1969. 392 с.

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5, с. 42—68.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972. 240 с.

Казанский В. И., Лаверов Н. П. Месторождения урана.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1974, с. 319—387.

Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений.— Геология рудн. месторождений, 1975, № 4, с. 53—67.

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

Карпова Е. Д. Сводо-глыбовые области и их металлогения.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 155, с. 223—250.

Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, т. 191, с. 62—107.

Карпова Е. Д., Смыслов А. А., Шувалов Ю. М. Фанерозойский глыбовый тектогенез и рудообразование.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Наука, 1975, с. 26—41.

Кауц Е. Проявление оруденения цветных металлов в пермских вулканических и субвулканических породах средней Германии.— В кн.: Труды XXI Международного геологического конгресса. М., Мир, 1964, с. 317—334.

Казн Л. Геология Бельгийского Конго. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 537 с.

Кейс У., Додд Ф. Литофации континентальных осадочных пород, связанные с важнейшими урановыми месторождениями на западе США.— В кн.: Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959, с. 112—129.

Керр П. Ф. Месторождения урана и тория.— В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 197—201.

Керр П. Ф. Урановые месторождения района Мэрисвелл, штат Юта.— В кн.: Рудные месторождения США. М., Мир, 1973, с. 529—546.

Козлов А. А. Некоторые особенности связи урана с фосфатом желваковых фосфоритов Русской платформы.— Геология и разведка, 1976, № 2, с. 44—47.

Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960. 306 с.

Корничук И., Буртик Т. Литолого-фациальные условия локализации урановых рудопроявлений в пермских отложениях в Социалистической Республике Румынии.— В кн.: Образование месторождений урана. М., 1976, с. 355—369.

Котляр В. Н. Древние металлоносные конгломераты.— Сов. геология, 1960, № 11, с. 45—67.

Котляр В. Н. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1961. 246 с.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970. 464 с.

Красильникова Н. А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5, с. 156—163.

Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., Наука, 1964, с. 23—26.

Краускопф К. Б. Осадочные месторождения редких металлов.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 388—440.

Крупенников В. А. Закономерности размещения урановых руд на месторождениях, залегающих среди углисто-кремнистых сланцев и известняков.— Геология рудных месторождений, 1969, № 4, с. 74—87.

Лаверов Н. П., Барсуков В. Л. Урановые месторождения района Аллигатор-Риверс (Северная Австралия).— Геология рудных месторождений, 1977, № 2, с. 16—32.

Лапкин И. Ю. Сопоставление нижней перми юга Русской платформы, Западной Европы и Кавказа.— В кн.: Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биостратиграфических провинций. М., Недра, 1964, с. 41—62.

Лаффит П. Металлогения Франции.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1969, № 1, с. 26—41.

Ленобль А., Ганглов А. Современное состояние поисков урана и тория во французском сотрудничестве.— В кн.: Труды Второго Международного конгресса по мирному использованию атомной энергии, т. 8. М., Атомиздат, 1959, с. 139—157.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. 1. М.—Грозный—Л.—Новосибирск, Госгеонефтеиздат, 1934. 187 с.

Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М., Недра, 1975. 248 с.

Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН Арм-СССР, 1959. 280 с.

Мак-Келви В., Эверхард Д., Гаррелс Р. Происхождение урановых месторождений.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 441—508.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 85, с. 63—89.

Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии. М., Госгеолтехиздат, 1958. 966 с.

Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957. 219 с.

Мендельсон Ф. Медный пояс Северной Родезии. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 473 с.

Меньшиков Н. Н. Основные черты геологического строения Сахары.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. 31, вып. 6, с. 3—11.

Месторождения урана и редких металлов/И. М. Баюшкин, Н. Н. Железняк, Ю. Л. Капустин и др. М., Атомиздат, 1976. 285 с.

Мёбус Г. Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1, с. 22—30.

Морозенко Н. К. О металлогенических эпохах урана.— Зап. ВМО, 1965, ч. 94, вып. 1, с. 83—104.

Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 65—77.

Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии. М., Наука, 1975. 318 с.

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

Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И. Уран в осадочных породах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 238—290.

Николаев Н. Н. Изучение новейшего геологического этапа земной коры и значение этих данных для понимания теоретических проблем геотектоники.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. 31, вып. 5, с. 123—124.

Николаев Н. Н. Об использовании данных новейшей тектоники.— Сов. геология, 1961, № 5, с. 110—120.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении/Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Наука, 1971. 182 с.

Образование месторождений урана/Р. Г. Додсон, Р. С. Нидхем, Д. С. Уилкс и др.—Труды симпозиума по образованию месторождений урана (Афины, 6—10 мая 1974 г.). М., Мир, 1976, с. 546—582.

Обручев В. А. Металлогенические эпохи и области Сибири. М., Мысль печатника, 1926. 64 с.

Очакеску Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 520 с.

Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран.— В кн.: Минеральные ресурсы зарубежных стран. Вып. 19. М.—Л., Госгеолгиздат, 1951. 183 с.

Островская Г. Я. Об уране в породах фосфоритоносных формаций.— Атомная энергия, 1974, т. 36, вып. 3, с. 189—194.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 77—108.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 7—14.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 23—39.

Пайве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—52.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). 3-е изд. М., Недра, 1968. 318 с.

Пиенаар П. Дж. Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М., Мир, 1967. 198 с.

Покрышкин В. И. Платформенные фосфоритовые месторождения верхнего мела и палеогена Средиземноморской провинции.— Труды Науч.-исслед. лаборатории геологии зарубежных стран, 1970, вып. 21, с. 126—149.

Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972. 222 с.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах рудоносных территорий.— В кн.: Прикладная геология. Вопросы металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 32—43.

Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977. 176 с.

Райкович И. Минералогия уранового оруденения в перми Хочской тектонической единицы в области Викартовского хребта. Geologicky zbornik — Geologica Saepathica, 1974, v. XXV, № 1, с. 65—76.

Рассел Р. Связь урановородных месторождений с нефтегазоносными структурами.— В кн.: Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959, с. 81—92.

Розин М. С. География полезных ископаемых Африки. М., Географгиз, 1957. 287 с.

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 3—18.

Рубо М. Урановые месторождения Франции и ее владений.— Доклады Жевневской конференции 1955 г. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 278—283.

Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., Недра, 1974. 392 с.

Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых.— Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 2, с. 191—209.

Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюции генетических видов месторождений в истории развития земной коры.— В кн.: Эндеогенные рудные месторождения. М., Наука, 1968, с. 212—225.

Рундквист Д. В. Пульсационная гипотеза С. С. Смирнова в свете новых данных о процессах рудообразования.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 155, с. 46—66.

Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975. 224 с.

Рутген М. Г. Геология Западной Европы. М., Мир, 1972. 344 с.

Рутген М. Г. Происхождение жизни (естественным путем). М., Мир, 1973. 413 с.

- Рутье П.* Некоторые современные направления во Франции в области геологии рудных месторождений.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 10, с. 22—40.
- Рыбалов Б. Л.* Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах.— Геология рудных месторождений, 1967, № 2, с. 3—24.
- Саид Р.* Геология Египта. М., Мир, 1965. 276 с.
- Салоп Л. И.* Некоторые геологические аспекты проблемы золото-ураноносных конгломератов докембрия.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1972, т. 178, с. 150—174.
- Салоп Л. И.* Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., Недра, 1977. 304 с.
- Семенов А. И.* Некоторые вопросы металлогении урана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., 1959, с. 110—135.
- Семенов А. И.* О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР.— Геология рудных месторождений, 1963, № 4, с. 3—23.
- Семенов А. И.* Принципы выделения и характерные особенности главнейших типов металлогенических провинций в складчатых областях СССР.— В кн.: Вопросы металлогении. М., Недра, 1965, с. 13—28.
- Семенов А. И., Смыслов А. А.* Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения.— Зап. ВМО, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 584—596.
- Синицын В. М.* Сналь (историко-генетические аспекты). Л., Недра, 1972. 166 с.
- Смирнов А. И.* Особенности формирования различных типов морских фосфоритов.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 5, с. 96—104.
- Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 17—81.
- Смирнов В. И.* Металлогения урана.— В кн.: Вопросы прикладной радиогелиологии. М., Атомиздат, 1963, с. 10—51.
- Смирнов В. И.* Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. 3-е изд. М., Недра, 1976. 688 с.
- Смирнов С. С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 3, с. 3—13.
- Смирнов С. С.* Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5, с. 17—34.
- Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974. 231 с.
- Смыслов А. А., Титов В. К.* Роль регионального метаморфизма в формировании радиологической зональности земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 30—40.
- Соколов Б. С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—144.
- Соловьева И. А.* Геофизические данные о строении земной коры древних платформ северного полушария.— Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 290, с. 36—60.
- Страхов Н. М.* О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № X, с. 70—111.
- Страхов Н. М.* Климат и фосфатонакопление.— Геология рудных месторождений, 1960, № 1, с. 3—15.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. 2-е изд. М., Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
- Строна П. А.* Главные типы рудных формаций. Л., Недра, 1978. 199 с.
- Суражский Д. Я.* Генетические типы промышленных месторождений урана.— Атомная энергия, 1956, № 2, с. 75—84.
- Суражский Д. Я.* Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960. 240 с.
- Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., Недра, 1972. 344 с.
- Твалчрелидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977. 110 с.

- Тектоника Африки/Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. Пер. с франц. и англ. под ред. В. Е. Хаина. М., Мир, 1973. 541 с.*
- Тектоника Европы. (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1 : 2 500 000)/Под ред. А. А. Богданова, В. М. Муратова, Н. С. Шатского. М., Наука — Недра, 1964. 364 с.*
- Трофимов Д. М. Тектоника и история формирования платформенного чехла юго-западной части Сахарской плиты.— В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. Вып. 59. Новосибирск, Наука, 1974, с. 59—149.*
- Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 42—43.*
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., Недра, 1970. 432 с.*
- Тюрнор Ф. С. Металлогенические провинции и эпохи.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1969, с. 34—93.*
- Уран в древних конгломератах/А. И. Безгубов, Ю. И. Бывших, П. К. Дементьев и др. Под ред. В. Н. Котляра. М., Атомиздат, 1963. 188 с.*
- Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях/В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев и др. Под ред. А. И. Тугаринова. М., Атомиздат, 1972. 312 с.*
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.*
- Ферсман А. Е. Геохимические проблемы Союза. Очерк 1. Л., Изд-во АН СССР, 1932. 39 с.*
- Фолинсби Р. Е. Докембрийские металлогенические эпохи: атмосферные или центросферные.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., Наука, 1972, с. 253—262.*
- Хаин В. Е. Основные этапы в развитии земной коры.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 1, с. 8—24.*
- Хаин В. Е. Тектонические типы вулканических поясов.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Т. 1. Владивосток, 1970, с. 9—20.*
- Хаин В. Е. Региональная тектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., Недра, 1971. 548 с.*
- Хаин В. Е. Геология и полезные ископаемые Африки/Под ред. В. Е. Хаина, И. В. Высоцкого, Я. Г. Каца, Г. И. Леонова, Е. Е. Милоновского, В. П. Поникарова. М., Недра, 1973. 544 с.*
- Харкевич Д. С. Обзор представлений о металлогенической классификации складчатых областей и платформ.— Узбекский геол. журн., 1960, № 4, с. 48—57.*
- Харшман Е. Н. Распределение элементов в некоторых месторождениях урана роллового типа.— В кн.: Образование месторождений урана. М., Мир, 1976, с. 181—194.*
- Хейнрих Э. У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 606 с.*
- Хилперт Л., Менч Р. Месторождение урана в южной части бассейна Сан-Хуан (штат Нью-Мексико).— В кн.: Геология атомного сырья. М., Атомиздат, 1959, с. 324—341.*
- Холодов В. Н. Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М., Изд-во АН СССР, 1963. 67 с.*
- Хренов П. М., Бухаров А. А., Некрасова Е. А. Особенности металлогении вулканических поясов Восточной Азии.— Сов. геология, 1975, № 1, с. 25—40.*
- Чайка В. М. Вторичные изменения минералов древних россыпей и проблема эволюции рудного вещества при метаморфизме.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 5, с. 17—26.*
- Шабалин В. В. Строение и состав кембрийского ванадиеносного горизонта хребта Джетым-Тоо.— Зап. Кирг. отд. ВМО, 1965, вып. 5, с. 79—91.*
- Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией).— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., Недра, 1965.*

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.

Шатский Н. С. Избр. тр. Т. 1—4. М., Наука, 1963, т. 1, 622 с.; 1964, т. 2, 720 с.; 1965 т. 3, 540 с. и т. 4, 393 с.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магмы). М., Недра, 1968, 231 с.

Шер С. Д., Рожков И. С., Васильченко С. Ф. Размещение месторождений золота в геотектонических провинциях Земли.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 22—44.

Шмариович Е. М. Содержание урана в неизмененных осадочных породах различных типов и зонах окисления.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 2, с. 109—121.

Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 501 с.

Штилле Г. Избранные труды. М., Мир, 1964. 888 с.

Шубер Ю. А., Фор-Мюре А. Африка.— В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., Наука, 1967.

Шуколюков Ю. А. Природная цепная реакция деления ядер как источник изотопных аномалий.— В кн.: VII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Тез. докл. М., Изд-во АН СССР, 1978, с. 183—186.

Шумилин М. В. Классификация месторождений урана.— Сов. геология, 1978, № 5, с. 8—15.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.

Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— Сов. геология, 1970, № 3, с. 26—30.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., Недра, 1971. 148 с.

Якжин А. А. Поиски и разведка урановых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1961. 480 с.

Янин А. Л. Тектоническая карта Евразии 1 : 5 000 000. М., 1966.

Янин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—35.

Ярмолюк В. В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М., Недра, 1978. 136 с.

Age determinations and geological studies. P. I. Isotopic ages.— Pap. Geol. Surv. Can., 1965, № 64—17, 29 p. Aut.: R. K. Wanless, R. D. Stevens, G. R. Lachance, R. Y. H. Rimsaite.

Alia M. Results obtained in the radioactive prospection of some Spanish areas. Coloquio Geol. Société Européenne de l'Energie Atomique. Madrid, 1957.

Alia M. Relaciones entre las mineralizaciones uraníferas en España y la evolución morfológica.— In: XXI Int. Geol. Congr. Norden. Part XV, 1960, p. 67—72.

Arribas A. Mineralogía y metalogía de los yacimientos españoles de uranio. Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca.— Est. Geol., 1962, v. 18.

Ayres D. E., Eadington P. J. Uranium mineralization in the South Alligator River valley.— Min. Deposita, 1975, v. 10, № 1, p. 27—41.

Bäckström J. W. The Rössing uranium deposit near Swakopmund, South West Africa.— In: Uranium exploration geology. Proceed. Panel, Vienna, 13—17 April 1970. Vienna, 1970, p. 143—150.

Beck L. S. The structural environment of uranium mineralization in the Athabasca region.— Can. Min. J., 1964, v. 85, № 4, p. 98—102.

Beck L. S. Uranium development in Saskatchewan, present and future.— Can. Min. J., 1967, v. 88, № 4, p. 126—129.

Bourrel J., Piffjelmann J. La province uranifère du bassin de Franceville (République Gabonaise).— Min. Deposita, 1972, v. 7, № 3, p. 323—336.

Boon J. D., Albritton C. C. Meteorite scars in ancient rocks. 1938. Reprint from „Field and Laboratory“, 1937, v. 5, № 2, p. 53—64.

Borchert H. Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik.— Geol. Rundschau, 1960, Bd. 50, S. 131—165.

Bowie S. H. U. World uranium deposits.— In: Uranium exploration geology. Proceed. Panel, Vienna, 13—17 April 1970. Vienna, 1970, p. 23—33.

- Cahen L.* Géologie du Congo belge. Liège, Vaillant—Carmagne, 1954. 577 p.
- Cahen L.* Grands traits de l'agencement des éléments du soubassement de l'Afrique centrale. Esquisse tectonique au 1:500 000.—Ann. Soc. géol. Belg., 1962, t. 85, № 6, p. 183—195.
- Campbell F. A., Charlesworth H. A.* On the distribution of ore deposits within the Canadian shield.—Proceed. Geol. Assoc. Can., 1965, v. 16, p. 31—49.
- Christie A. M.* Goldfields-Martin Lake map-area, Saskatchewan.—Mem. Geol. Surv. Can., 1953, № 269. 126 p.
- Clifford T. N.* The evolution of the crust of Africa.—Notes et Mém. Serv. Géol., Rabat, 1972, № 236, pp. 29—39 (Actes du Colloque International sur les corrélations du Précambrien).
- Coertze F., Schifano J.* Geological map of the Republic of South Africa and the Kingdoms of Lesotho and Swaziland [1:1 000 000], 1970.
- Daly R. A.* The Vredefort ring-structure of South Africa.—J. Geol., 1947, v. 55, № 3, pt. 1, p. 125—145.
- Davidson C. F.* On the occurrence of uranium in ancient conglomerates.—Econ. Geol., 1957, v. 52, № 6, p. 668—693.
- Davidson C. F.* Uranium in ancient conglomerates.—Econ. Geol., 1958, v. 53, № 8, p. 1048—1049.
- Davidson C. F.* Uniformitarianism and ore genesis.—Min. Mag., 1964, v. 110, № 3, 4.
- Derry D. R.* Economic aspects of Archaean—Proterozoic boundaries.—Econ. Geol., 1961, v. 56, № 4, p. 635—647.
- Dorr J. N. van.* Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.—U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1969, № 641-A. 110 p.
- Eardley A. I.* Structural geology of North America. N. Y., 1951.
- Esquevin J., Menendez R.* Effets métamorphiques des orogènes Elsonien et Grenville sur les sédiments protérozoïques de la partie orientale de la baie d'Hudson (Canada).—C. R. Acad. Sci. Sér. D, 1972, t. 275, № 16, p. 1727—1730.
- Everhart D. L.* Origin of uranium deposits. A progress report.—Min. Eng., 1954, v. 6, № 9, p. 904—907.
- Fahrig W. F., Wanless R. K.* Age and significance of diabase dyke swarms of the Canadian shield.—Nature, 1963, v. 200, № 4910, p. 934—937.
- Falke H.* Die Stellung des saarpfälzischen Rotliegenden innerhalb des kontinentalen Perms von Mittel—und Westeuropa.—Jb. und Mitteilungen des Ober. Geol. Ver. Stuttgart, 1974, Bd. 56.
- Fernandez Polo J. A.* Caracteres geológicos y estructurales de los yacimientos uraníferos en pizarras (Zamora—Salamanca).—In: Coloquio Luso—Hispano—Francés de mineralizaciones uraníferas en metasedimentos, 1965.
- Fernandez Polo J. A.* Procesos genéticos en los yacimientos uraníferos en pizarras (Zamora—Salamanca).—Там же.
- Fratta M.* Pegmatitic uranium deposits in the Grenville province, Ontario and Quebec.—Pap. Geol. Surv. Can., 1970, № 70-1, pt. A, p. 89—92.
- Furon R.* Géologie de l'Afrique. Paris, 1960.
- Gangloff A.* Notes sommaires sur la géologie des principaux districts uraníferes étudiés par la CEA.—In: Uranium exploration geology. Vienne, 1970, p. 77—105.
- Geffroy J.* Généralités sur l'uranium dans la nature. Conditions de gisement et association de l'uranium en France. Place dans la province hercynienne ouest-européenne.—Bull. d'inform. Sci. et Techn. du C. E. A., 1964, № 88.
- Geffroy J., Sarcia J. A.* La notion de gîte épithermal uranífero et les problèmes qu'elle pose.—Bull. Soc. Géol. de France, Gesérie VIII, 1958.
- Geffroy J., Sarcia J.* Les gîtes uraníferes dans le Massif Central.—In: Geol., geomorph. et struct. profonde du Massif centr. franc. Symposium. Clermont-Ferrand, 1971, p. 541—579.
- Geology of Australia* (Map 1:2 500 000 scale). Canberra, 1976.
- Gluschko W. W., Hetzer H., Katzung G.* Grundzüge des geologiseben Baus und der Gosführung des Rotliegenden in der Mitteleuropaisden Senke.—Zeitschr. für angew. Geol., 1975, Bd. 21, Hf. 6, S. 253—262.
- Goodwin A. M.* Archaean protocontinental growth and early crustal history

of the Canadian-shield. — In: Intern. geol. congress Report of the 23d session Czechoslovakia, 1968, v. 1. Prague, 1968, p. 69—89.

Grant F. S., Gross W. N., Chinnery M. A. The shape and thickness of an Archaean greenstone belt by gravity methods. — *Can. J. Earth Sci.*, 1965, v. 2, № 5, p. 418—424.

Gray A. The correlation of the ore-bearing sediments of the Katanga and Rhodesian Copperbelt. — *Econ. Geol.*, 1930, v. 25.

Grijffith J. W., Roscoe S. M. Canadian resources of uranium and thorium. — *Can. Dept. Mines Techn. Surv. Mineral Inform. Bull.*, 1964, № 77.

Gross W. H., Fergusson S. A. The anatomy of an Archaean greenstone belt. — *Can. Min. Metal. Bull.*, 1965, v. 58, № 641.

Gwinner M. P. Geologie der Alpen. Stuttgart, 1971. 477 p.

Hallbauer D. K. Distribution and size of gold particles in reefs. — *Chamber of Mines South Afr. Tenth Ann. Rep.*, 1972, № 10, p. 24—29.

Hallbauer D. K., Joighin N. C. The size distribution and morphology of gold particles in Witwatersrand reefs and their crusted products. — *J. South Afr. Inst. Min. Metal.*, 1973, v. 73, p. 395—405.

Harshman E. N. Uranium ore rolls in the United States. — In: Uranium exploration geology. Proceed. Panel, Vienna, 13—17 April 1970. Vienna, 1970, p. 219—230.

Harshman E. N. Geology and uranium deposits, Shirley Basin area, Wyoming. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1972, № 745. 82 p.

Harshman E. N. Distribution of elements in some roll-type uranium deposits. — In: Formation of uranium ore deposits. Proceed. Symposium Athens Greece, 6—10 May 1974. Vienna, 1974, p. 169—183.

Hayashi S. Uranium occurrences in small sedimentary basins in Japan. — In: Uranium Exploration Geology. Vienna, IAEA, 1970, p. 233—241.

Hawkes D. D. Differentiation of the Tumatumari—Kopineng dolerite intrusion, British Guiana. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, v. 77, № 10, p. 1131—1153.

Hewitt D. F. The Grenville region of Ontario. — *Royal Can. Spec. Publ.*, 1956, № 1, p. 22—41.

Hills E. S. Tectonic setting of Australian ore deposits. — In: Eighth Commonwealth mining and metall. congress publications, v. 1. Geology of Australian ore deposits. Melbourne, 1965, p. 3—13.

Holmes S. W. The Pronto mine geology. — *Western Miner*, 1956, v. 29, № 7.

Holmes S. W. The uranium bearing conglomerates of the Blind River—Algonoma area. — *Can. Min. J.*, 1958, v. 79, № 4, p. 103—108.

Houghton S. H. The stratigraphic history of Africa South of Sahara. Edinburgh—London, 1963. 270 p.

Hutt J. B. U₃O₈ production now under way at Ambrosia Lake district. — *Eng. Min. J.*, 1958, v. 159, p. 86—92.

Jacobson R. R. E., Snelling N. J., Truswell J. F. Age determinations in the geology of Nigeria with special reference to the older and younger granites. — *Overseas geology and mineral resources*, 1963, v. 9, № 2, p. 168—182.

Katzung G. Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperme in Mitteleuropa. — *Geologie*, 1972, v. 21, № 4—5, S. 570—584.

Kauter K. Uran in Westdeutschland. — *Zeitschr. für angew. Geol.*, 1962, Bd. 8, Hf. 3, S. 129—132.

King P. B. The tectonic of North America. A discussion to accompany the tectonic map of North America, scale 1:5 000 000. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1969, № 628. 94 p.

Kiss J. Constitution minéralogique, propriétés et problèmes de genèse du gisement uranifère de la montagne Mecsek (I). — *Ann. Univ. Sci. Bud. Sect. geol.*, 1965, t. 9, p. 139—188.

Kiss J. Constitution minéralogique et genèse du gisement uranifère de la montagne Mecsek (II). — *Ann. Univ. Sci. Bud. Sect. geol.*, 1971, t. 14, p. 79—121.

Koeppl V. Age and history of the uranium mineralization of the Beaverlodge area, Saskatchewan. — *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1968, № 67—31. 111 p.

Kossmat F. Paläogeographie (Geol. Geschichte der Meer und Festländer) von Fraur kossmat, Prof. 3 neubearb. Aufl. Berlin—Leipzig, Grugter, 1926. 146 S.

Koster F., Baadsgaard H. On the geology and geochronology of northwestern

Saskatchewan. Pt. 1. Tasin Lake region.—*Can. J. Earth. Sci.*, 1970, v. 7, № 3, p. 919—930.

Krenkel E. Geologie und Rodenschätze Afrikas. Leipzig, 1957.

Laffitte P. Cartographie métallogénique et gîtes stratiformes. Un métalotecte épicontinental.—*Econ. geology Monograph*. Lancaster, 1967, № 3, p. 227—233.

Laffitte P. La métallogénie de la France.—*Bull. de la Soc. géol. de France*. Sér. 7, 1967, t. 8, № 1, p. 53—72.

Lang A. H., Griffith J. W., Steacy H. R. Canadian deposits of uranium and thorium.—*Geol. Surv. Can. Econ. geol. ser.*, 1962, № 16. 324 p.

Langford F. F. A supergene origin for vein type uranium ores in the light of the Western Australian calcrete-carnotite deposits.—*Economic Geol.*, 1974, v. 69, № 4, p. 516—526.

Langford F. F. Surficial origin of North American pitchblende and related uranium deposits.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1977, v. 61, № 1, p. 28—42.

Le Phénomène d'Oklo. Vienna, IAEA, 1975. 652 p.

Liebenberg W. R. The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand system, the Dominion Reef, the Ventersdorp Contact Reef and the Black Reef.—*Trans. and proceed. Geol. soc. South Africa*, 1955, v. 58, p. 101—254.

Limpo de Faria. Gîtes d'uranium portugais dans des formations métasédimentaires.—*Comun. Serv. Geol. Portugal TL*, 1966, p. 5—50.

Locardi E., Pantanetti F. Search for uranium in Italy. Criteria adopted and results.—In: *Exploration for Uranium Ore Deposits*. Vienna, IAEA, 1976, p. 545—549.

Lötzsch F. Zur metallogenetischen Analyse des Südens der DDR.—*Zeitschr. für angew. Geol.*, 1968, Bd. 14, Hf. 47, S. 338—355.

Louw J. D. Geological ages of Witwatersrand uraninites.—*Nature*, 1955, v. 175, № 4451, p. 349—350.

Mansfield G. R. Geography, geology and mineral resources in part of South-eastern Idaho.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1927, № 152.

Mawdsley J. B. Uraninite-bearing deposits, Charlebois Lake area, Northeastern Saskatchewan.—*Can. Min. Metal. Bull.*, 1952, v. 45, № 482, p. 366—375.

McKelvey V. E., Carswell L. D. Uranium in the Phosphoria formation.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1956, № 300, p. 483—487.

McKelvey V. E., Swanson R. W., Sheldon R. P. The Permian phosphorite deposits of Western United States.—In: *Comptes rendus de la 19 session du Congrès géologique intern. Alger*, 1952. Fasc. XI Alger, 1953.

Mereu R. F., Hunter J. A. Crustal and Upper Mantle structure under the Canadian shield from project Early Rise data.—*Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1969, v. 59, № 1, p. 147—165.

Mereu R. F., Jobidon G. A seismic investigation of the crust and Moho on a line perpendicular to the Grenville front.—*Can. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8, № 12, p. 1553—1583.

Mittempergher M. Characteristics of uranium ore genesis in the Permian and Lower Triassic of the Italian Alps.—In: *Uranium exploration geology*. Vienne, 1970, p. 253—264.

Mittempergher M. Genetic characteristics of uranium deposits associated with permian sandstones in the Italian Alps.—In: *Formation of uranium ore deposits*. Proceedings of a Symposium Athens. Greece, Vienne, 1974, p. 299—312.

Möbus G. Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge—Elbtalzone.—*Lausitzer Grundgebirge—westsudeten*.—*Abh. Geotektonik*, 1964, № 22, S. 25—27.

Moreau M. a. o. L'uranium et les granites.—*Chronique des mines et de la recherche minière*, 1966, № 350, p. 47—51.

Morgan K. H. Hydrogeology of the East Murchison and North Coolgarlie goldfields.—*Geol. Survey Western Australia. Ann. Rept.*, 1965, p. 14—19.

Moyal M. Niger's uranium deposits.—*Min. Mag.*, 1968, v. 118, № 1, p. 4—9.

Neiva Catelo I. M. Alteração do granito no contacto com filão de minérios uraníferos de Urgeirica.—*Memorias e Noticias*, 1953, № 35.

Nininger R. D. a. o. The genesis of uranium deposits.—In: *Report of the 21st Intern. Geol. Congress*. P. 15. Copenhagen, 1960.

Nitu G. Les conditions tectonico-magmatiques de la formation de gisements d'uranium de Roumanie.— In: Formation of Uranium Ore Deposits. Proceedings of a Symposium Athens. Greece. Vienne, 1974, p. 679—692.

Noble E. A. Genesis of uranium belts of the Colorado Plateau.— In: Report of the 21st Intern. Geol. Congress. P. 15. Copenhagen, 1960, p. 26—39.

Omajlev V. Razvoj gredenskih slojeva i uranove mineralizacije u ležištu Zirovski Vrh.— Radovi Inst. za geol.-rud. istr. i ispit. nukl. i dr. min. sirovina, 1967, br. 3, p. 33—65.

Pakiser L. C. The basalt-eclogite transformation and crustal-structure in the Western United States.— U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1965, № 525-B, p. 1—8.

Patterson J. A. Character of the United States uranium resources.— In: Uranium exploration geology. Proceed. Panel, Vienna, 13—17 April 1970. Vienna, 1970, p. 117—127.

Pierro V. Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français.— In: Symp. Jean Jung 1971. Clermont-Ferrand, 1973, p. 169—213.

Pietzsch K. Der Subsequente Magmatismus im Sächsischen Varistikum.— Geol. Rundschau, 1956, Bd. 48, S. 130—147.

Pretorius D. A. The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits.— Univ. Witwatersrand Johannesburg Econ. geol. res. unit. Inform. Circular, 1974, № 86. 50 p.

Rade J. Notes on the geotectonics and uranium mineralization in the northern part of the Northern Territory, Australia.— Econ. Geol., 1956, v. 51, № 4, p. 354—361.

Rade J. Shearing along anticlines as an important structural feature in uranium mineralization in the northern part of the Northern Territory of Australia.— Econ. Geol., 1957, v. 52, № 3, p. 282—288.

Rade J. Structural control of uranium mineralization in Australia.— Geol. Mag., 1959, v. 96, № 3, p. 177—190.

Randohr P. Die Uran- und Goldlagerstätten Witwatersrand Blind River district, Dominion Reef, Serra de Jacobina: erzmikroskopische Untersuchungen und ein geologischer Vergleich.— Abhandl. Deut. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol., Biol., 1958, № 3. 35 S.

Ramos J. R. Possibilidades o prospectivas do uranio brasileiro.— Mineração Metalurgia, 1972, № 334, p. 36—41.

Ramos J. R., Fraenkel M. O. Uranium occurrences in Brazil.— In: Formation of uranium ore deposits. Proceed. Symposium Athens Greece, 6—10 May, 1974. Vienna, 1974, p. 637—658.

Ranchin G. La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord Limousin. These, Nancy, 1970.

Robertson D. S. Uranium: its geological occurrence as a guide to exploration.— In: Uranium exploration geology. Proceed. Panel, Vienna, 13—17 April 1970. Vienna, 1970, p. 267—284.

Robertson D. S. Basal Proterozoic units as fossil time markers and their use in uranium prospecting.— In: Formation of uranium ore deposits. Proceed. Symposium Athens Greece, 6—10 May, 1974. Vienna, 1974, p. 495—512.

Robinson S. C. Mineralogy of uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan.— Bull. Geol. Surv. Can., 1955, № 31. 128 p.

Robinson S. C. Economic uranium deposits in granitic dykes, Bancroft district, Ontario.— Can. Mineralogist, 1960, v. 6, pt. 4, p. 513—521.

Rocas volcánicas ácidas y su potencial como objetivos para prospectar uranio.— In: Exploration for Uranium Ore Deposits. Vienna, IAEA, 1976, p. 601—623. Aut.: R. R. Torres, R. Y. Dominguez, R. C. Oguirre a. o.

Roscoe S. M. Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian shield.— Pap. Geol. Surv. Can., 1969, № 68—40. 205 p.

Rosholt J. N. jr. Late Pleistocene and recent accumulation of uranium in groundwater—saturated sandstone deposits.— Econ. Geol., 1961, v. 56, № 2, p. 423—430.

The Rössing uranium deposit, South West Africa.— Econ. Geol., 1976, v. 71, № 1, p. 351—368. Aut.: J. Berning, R. Cooke, S. A. Hiemstra, U. Hoffman.

Ružička V. Geological comparison between East European and Canadian uranium deposits.— Pap. Geol. Surv. Can., 1971, № 70—48. 196 p.

Ruzička V. New sources of uranium? Types of uranium deposits presently unknown in Canada. — *Can. Min. J.*, 1975, v. 96, № 4, p. 41—44.

Saager R., Esselaar P. A. Factor analysis of geochemical data from the Basal Reef, Orange Free State Goldfield, South Africa. — *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, № 4, p. 445—451.

Sarcia J. A. Les minerais uranifères français et leur gisements. T. 1. Paris, 1960.

Satterly J. Radioactive mineral occurrences in the Bancroft area. — *Ont. Dept. Mines Ann. Rept.* 1956, 1957, v. 65, pt. 6.

Schidlowski M. Mineralbestand und Gefügebilder in Faseraggregaten von kohligler Substanz („Thucholith“) aus den Witwatersrand—Konglomeraten. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1966, v. 12, № 4, p. 365—380.

Scholle P. A., Kinsman D. J. J. Aragonite and high-Mg calcite caliche from the Persian Gulf. — *Modern J. of Sedimentary Petrology*, 1974, v. 44, № 3, p. 904—916.

Sheldon R. P. Geochemistry of uranium in phosphorites and black shales of the Phosphoria formation. — *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1959, № 1084-D.

Sheldon R. P. Exploration phosphorite in Turkey—a case history. — *Econ. Geology*, 1964, vol. 59.

Sheldon R. P. Palaeolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorite. — *U. S. Geol. Survey Prof. Pap.*, 1964, № 501-C.

Smith T. J., Steinhart J. S., Aldrich L. T. Lake Superior structure. — *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, № 4, p. 1141—1172.

Steel R. J. Cornstone (Fossil Caliche)—its origin, stratigraphic and sedimentological importance in the New Red Sandstone, Western Scotland. — *J. Geol.*, 1974, v. 82, № 3, p. 351—368.

Stipančić P. N. Conceptos geoestructurales generales sobre la distribución de los yacimientos uraníferos con control sedimentario en la Argentina y posible aplicación de los mismos en el resto de Sudamerica. — In: *Uranium exploration geology*. *Proceed. Panel. Vienna*, 13—17 April 1970. Vienna, 1970, p. 205—216.

Tremblay L. P. Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan (Parts of 74^N/9 and 74^N/10) [Adv. Ed.] — *Mem. Geol. Surv. Can.*, 1968, № 367. 468 p.

Tremblay L. P. Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan. — *Mem. Geol. Surv. Can.*, 1972, № 367. 265 p.

Truter F. C. A review of volcanism in the geological history of South Africa. — *Proceed. Geol. Soc. South Africa*, 1950, v. 52, p. 29—109.

Visse L. Constatation sur la radioactivité des phosphates africains. — *Compt. rend. Acad. Sci.*, 1954, v. 239, № 7.

Walpole B. P., Crohn P. W. The Katherine-Darwin metalliferous province. — In: *Eighth Commonwealth mining and metall. congress publications. V. 1. Geology of Australian ore deposits*. Melbourne, 1965, p. 168—175.

Walpole B. P., Roberts H. G., Forman D. J. Geology of the Northern Territory in relation to mineralization. — In: *Eighth Commonwealth mining and metall. congress publications. V. 1. Geology of Australian ore deposits*. Melbourne, 1965, p. 160—167.

Walton H. F. Uranium geochemistry in the Rockies. — *Chem. Eng. News*, 1960, v. 38, № 25.

Watznauer A. Die erzgebirgischen Granitintrusionen. — *Geologie*, 1954, Jrg. 3, Hf. 6—7, S. 688—706.

Watznauer A. Beiträge zur Kenntnis der variszischen Plutogenese. — *Freiberg-Sachsen. Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin*, 1960, Kl. III, Hf. 1, S. 32—41.

Weber F. L'uranium. Les gisements de Mounana, Kaya-Kaya et Mikouloungou. — *Mém. Serv. Carte Géol. Als., Lor.*, 1968, № 28, p. 213—248.

Wein G. Tectonic review of the neogene covered areas of Hungary. — *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 1969, v. 13, № 1—4, p. 399—436.

Whiteside H. C. M. Uraniferous Precambrian conglomerates of South Africa. — In: *Uranium exploration geology*. *Proceed. Panel, Vienna*, 13—17 April 1970. Vienna, 1970, p. 49—75.

Windley B. F., Bridgwater D. The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. — *Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.*, 1971, № 3, p. 33—46.

Предисловие (Ю. М. Шувалов)	3
Глава I. Об основных морфоструктурных и структурно-вещественных элементах земной коры (Ю. М. Шувалов)	5
Глава II. Классификация урановорудных месторождений и провинций (Ю. М. Шувалов)	18
Глава III. Урановорудные провинции, области и районы основания древних платформ и щитов (Ю. М. Шувалов)	29
Урановорудные провинции осадочно-метаморфогенных месторождений ураноносных и золото-ураноносных конгломератов в протерогенных структурно-формационных комплексах перикратонных прогибов древних платформ (Ю. М. Шувалов)	31
Урановорудная провинция Блайнд-Ривер	—
Урановорудная провинция Витватерсранд	38
Другие районы развития ураноносных конгломератов	48
Урановорудные провинции гидротермальных урановых месторождений в зонах протоактивизации структурно-формационных комплексов фундамента древних платформ и щитов (Ю. М. Шувалов)	53
Урановорудная провинция Черчилл	—
Урановорудные области ураноносных мигматитов, пегматондных гранитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов в структурно-формационных комплексах областей протерозойской орогении и ультраметаморфизма (Г. Б. Кочкин, Ю. М. Шувалов)	62
Урановорудная область Гренвилл	—
Урановорудная область Намибия	67
Урановорудные провинции водородных урановых и медно-урановых месторождений в структурно-формационных комплексах тафросинеклиз и миогеосинклинальных прогибов древних платформ и щитов (Ю. М. Шувалов)	70
Медно-урановая провинция Катанга	—
Урановая провинция Арнемленд	80
Урановорудный район Франсвилль (С. В. Бузовкин)	94
Глава IV. Урановорудные провинции и районы фанерозойских подвижных поясов (Ю. М. Шувалов)	101
Урановорудные провинции гидротермальных урановых месторождений в структурно-формационных комплексах срединных массивов и обрамляющих их миогеосинклинальных прогибов	102

Урановорудная провинция Центрального Французского массива (В. М. Медведев)	109
Урановорудная провинция Армориканского массива (В. М. Медведев)	113
Урановорудная провинция Испанской Мезеты (В. М. Медведев)	119

Урановорудные районы гидротермальных урановых месторождений в структурно-формационных комплексах вулканогенов (С. В. Бузовкин)	128
--	-----

Глава V. Урановорудные провинции и районы чехла древних и молодых платформ

Урановорудные провинции с сингенетическими месторождениями урана (Г. В. Афанасьев)	143
--	-----

Провинции ураноносных фосфоритов в осадочных отложениях структурно-формационных комплексов чехла древних и молодых платформ (Г. В. Афанасьев)	—
Ураноносные углеродсодержащие черные сланцы (Б. В. Голубев, Г. В. Нехорошев)	158

Урановорудные провинции и районы с эпигенетическими месторождениями урана (В. М. Медведев)	161
--	-----

Урановорудные районы гидрогенных месторождений в молассоидных отложениях структурно-формационных комплексов основания платформенного чехла	—
--	---

Урановорудные районы гидрогенных месторождений в угленосных отложениях структурно-формационных комплексов чехла платформ и наложенных депрессий (К. А. Григорьев)	173
---	-----

Урановорудные провинции гидрогенных месторождений в структурно-формационных комплексах активизированных чехлов древних и молодых платформ и депрессий (Ю. М. Шувалов)	184
---	-----

Колорадско-Вайомингская урановорудная провинция	185
Аргентинская урановорудная провинция	194
Мали-Нигерская урановорудная провинция	200
Урановорудный район Йилири (В. Е. Кудрявцев)	208

Глава VI. Временные закономерности формирования урановорудных провинций и месторождений (Ю. М. Шувалов)

Глава VII. Закономерности размещения урановорудных провинций (Ю. М. Шувалов)

Закономерности размещения урановорудных провинций в пределах щитов	—
--	---

Урановорудные провинции осадочно-метаморфогенных месторождений ураноносных и золото-ураноносных конгломератов в протоорогенных структурно-формационных комплексах перикратонных прогибов древних платформ	—
---	---

Урановорудные провинции гидротермальных урановых месторождений в структурно-формационных комплексах зон протоактивизации древних платформ и щитов	227
---	-----

Урановорудные провинции урановых и медно-урановых гидрогенных месторождений в структурно-формационных комплексах тафросинеклиз и миогеосинклинальных прогибов древних платформ	228
--	-----

Урановорудные провинции гидротермальных урановых месторождений в структурно-формационных комплексах внутренних массивов древних платформ, активизированных в мезозое	230
--	-----

Закономерности размещения урановородных провинций и районов в фанерозойских подвижных поясах	231
Урановородные провинции гидротермальных урановых месторождений в структурно-формационных комплексах активизированных срединных массивов и обрамляющих их многоэпиклинальных прогибов	—
Закономерности размещения урановородных провинций в пределах чехлов древних и молодых платформ и систем наложенных депрессий	235
Заключение (Ю. М. Шувалов)	239
Список литературы	241

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
БЛОКОВ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

ИБ № 1177

Редактор издательства З. Г. Сегаль. Переплет художника И. М. Сенского. Техн. редактор И. Г. Сидорова. Корректор В. Н. Малахова. Сдано в набор 21.08.79. Подписано в печать 05.02.80. М-29526. Формат 60×90 1/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 16.00. Уч.-изд. 19.13. Тираж 1000 экз. Заказ № 510/419. Цена 3 р. 20 к. Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология».

3248

HEAVY