

В.Е.БОЙЦОВ

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

*Допущено Государственным комитетом СССР
по народному образованию
в качестве учебника для студентов вузов,
обучающихся по специальности
"Геологическая съемка, поиски и разведка"*



МОСКВА "НЕДРА" 1989

ББК 26.325.15
Б 77
УДК 553.495 (075.8)

Рецензенты:

Кафедра месторождений полезных ископаемых и разведки руд редких
и радиоактивных элементов Томского политехнического института;
д-р геол.-минер. наук *Ю.А. Арапов*

Бойцов В.Е.

Б 77 Геология месторождений урана: Учеб. для вузов. — М.: Недра, 1989.
— 302 с.: ил.
ISBN 5-247-00935-5

Приведен анализ сырьевой базы урана и определены перспективы ее дальнейшего развития для обеспечения потребностей атомной энергетики. Дана группировка основных промышленных типов месторождений на геотектонической основе и показаны особенности их формирования с учетом эволюции урана в геологической истории Земли. Описаны новые промышленно важные типы месторождений. Показано все возрастающее значение гидрогенных месторождений. Рассмотрены геологические условия формирования выделенных типов месторождений, поисковые критерии и признаки.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Б $\frac{1804060000 - 020}{043(01) - 89}$ 104-89

ББК 26.325.15

ISBN 5-247-00935-5

© Издательство „Недра”, 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Закономерное развитие социалистического производства, повышение его эффективности, осуществление научно-технического прогресса и ускорение роста производительности труда тесно связаны с проблемой энергетических ресурсов. В связи с дефицитом для многих стран нефти, газа и каменного угля будущее энергетики связывают с развитием атомной промышленности, базирующейся на производстве урановой руды.

В Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986–1990 годы и на период до 2000 года, утвержденных XXVII съездом КПСС, предполагается довести к 1990 г. выработку электроэнергии на АЭС до 390 млрд. кВт · ч, что составит более 20 % общего количества получаемой электроэнергии. К 2000 г. предусматривается дальнейшее увеличение мощности энергии АЭС.

В докладе Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ) за 1986 г. указано, что для капиталистических и развивающихся стран ожидается дальнейшее увеличение производства урана с 37 тыс. т в 1985 г. до 60 тыс. т к 2000 г. Увеличение добычи урана должно произойти в основном за счет новых крупных месторождений богатых комплексных урановых руд. Выбор объектов промышленного освоения в настоящее время определяется прежде всего издержками производства урановых концентратов. Уровень мировых цен составлял в 1985 г. 47–59 дол. за 1 кг урана, в то время как расходы на производство 1 кг уранового концентрата по оценкам зарубежных специалистов были таковы (в дол.): в США и западноевропейских странах 85,5 – 90,7, ЮАР – 46–65, Австралии – 39, Канаде – 31. Это привело к тому, что в США к 1984 г. было закрыто или законсервировано 98 урановых рудников и 31 горно-металлургический завод.

Если на ранних этапах развития урановой промышленности осваивались все выявленные месторождения без особого учета экономического фактора, то в настоящее время нужны не только месторождения с хорошими запасами, но и с благоприятными параметрами экономического освоения.

Решение этой задачи становится особенно трудным в связи с истощением фонда легкооткрываемых месторождений. Требуется тщательный анализ всего мирового опыта изучения и освоения урановых месторождений, правильное понимание условий их формирования и закономерностей пространственного размещения в различных геотектонических обстановках.

Трудности в расширении сырьевой базы урана, обусловленные совокупностью требований к количеству и качеству руды, технологии

их добычи и переработки, к горнотехническим условиям эксплуатации и географо-экономическому положению района, требуют совершенствования методов прогнозирования, поисков, разведки и геолого-экономической оценки месторождений урана.

В Московском геологоразведочном институте многие годы ведется подготовка инженеров по геологии, поискам и разведке месторождений руд редких и радиоактивных элементов, Преподавателями кафедры "Геохимия, минералогия и геология месторождений руд редких и радиоактивных элементов" В.Н. Котляром, Т.М. Кайковой, И.М. Баюшкиным и Н.Н. Железняком в 1961, 1973, и 1976 гг. были изданы учебные пособия по этому курсу, что во многом способствовало повышению качества обучения студентов. Однако за последние 20 лет существенно изменилась сырьевая база урана, выявлено более 100 новых месторождений урановых руд и определились новые крупные урановорудные провинции в Австралии, Канаде, Намибии, Нигере, Бразилии.

Описанию новых, промышленно важных месторождений уделено особое внимание в данной работе. Учебник написан на основе курса лекций, читаемого студентам геологоразведочного факультета и на курсах повышения квалификации советским и зарубежным специалистам. Он отражает современные сведения о месторождениях урана, опубликованные в советской и зарубежной литературе, а также личные наблюдения автора, накопленные за 40 лет непрерывной работы на различных урановых месторождениях. При создании учебника использованы также материалы учебных пособий по геологии урановых месторождений, написанных автором совместно с И.М. Баюшкиным, Н.Н. Железняком, П.А. Игнатовым, В.Я. Тереховым и А.К. Соколовским. Всем им автор выражает искреннюю благодарность.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ АТОМНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ И СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ УРАНА

Открытие деления ядра, а позже практическое использование ядерной энергии в мирных целях – одно из величайших научных достижений современности. Значение радиоактивных руд как источника огромной энергии неоднократно отмечалось основоположником геохимии академиком В.И. Вернадским еще в начале нашего века. В 1910 г. в одном из докладов в Российской академии наук он говорил: "... Теперь перед нами открываются в явлениях радиоактивности источники атомной энергии, в миллионы раз превышающие все те источники сил, которые рисовались человеческому воображению".

Исключительно важное значение уран приобрел в последние 30 лет в связи с практическим решением проблемы атомной энергетики. Прошло немногим более 40 лет с тех пор, как было расщеплено ядро урана, и 30 лет с момента пуска в СССР первой в мире атомной электростанции (АЭС). В истории человечества это небольшой срок, но атомная энергетика преодолела за это время путь, который был пройден обычной энергетикой более чем за век. В настоящее время очевидно, что наиболее экономичный способ обеспечения энергией районов, удаленных от месторождений угля, нефти и природного газа, – это создание крупных атомных электростанций. Оценка тенденции технико-экономического развития позволяет предполагать, что к концу XX в. около 30% мировой потребности в электроэнергии будет обеспечиваться АЭС, а в некоторых странах, бедных топливными ресурсами, эта доля достигнет 60%.

Экономисты подсчитали, что традиционных запасов природного топлива хватит на ближайшие 100–150 лет. Уже в настоящее время острый недостаток топлива испытывают такие развитые капиталистические страны, как Япония, ФРГ, Италия, Франция, Бельгия, Швейцария и др. Основное восполнение электрических ресурсов проектируется за счет строительства АЭС.

По материалам симпозиума Института урана, состоявшегося в Лондоне в 1986 г., доля атомной энергии в энергетическом балансе различных стран в 1985 г. составляла (в %): во Франции – 65, Бельгии – 60, Финляндии, Швеции, Швейцарии – около 40, ФРГ – 30, Японии, Великобритании, Испании – 20, США – 15, Канаде – 13.

В 1983 г. на АЭС в капиталистических и развивающихся странах было получено 162 ГВт электроэнергии, или 13% ее общего количества. К 1990 г. в этих странах планируется увеличение производства электроэнергии на АЭС до 295 ГВт, к 1995 г. – до 360 ГВт, а к 2020 г. – до 1000 ГВт.

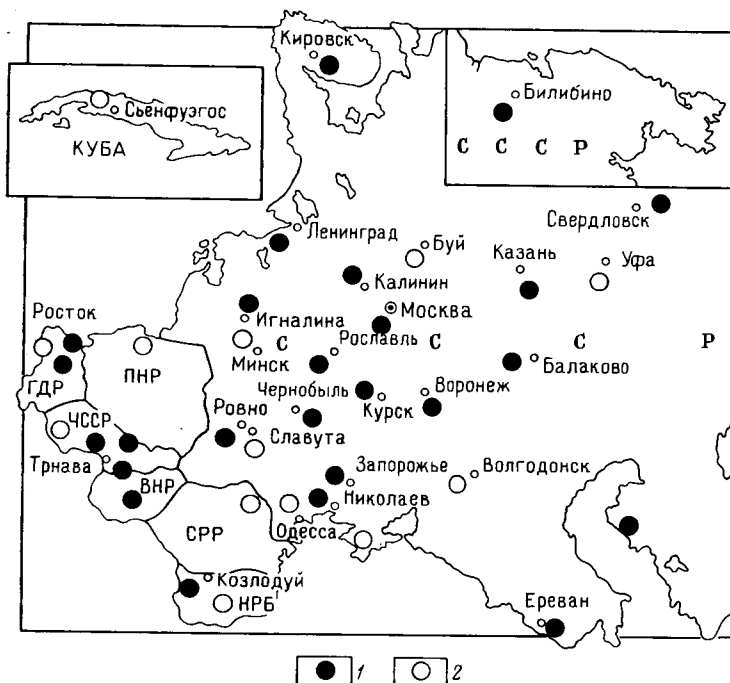


Рис. 1. Действующие (1) и строящиеся (2) АЭС стран – членов СЭВ (на 1. I 1988 г.)

В Советском Союзе в 1985 г. от АЭС было получено около 10% общего количества электроэнергии. В основном АЭС строятся в СССР в европейской части страны. Активное строительство атомных электростанций ведется и в странах – членах СЭВ (рис. 1). К 1990 г. доля атомной энергии в энергетических ресурсах отдельных социалистических стран составит 15–30%, а в НРБ – более 40%.

При обсуждении перспектив атомной энергетики весьма важным является вопрос: на какие ресурсы ядерного горючего следует ориентироваться? Существует возможность использовать в качестве источника ядерной энергии ^{235}U , ^{239}Pu и ^{232}Th .

В природе известны три изотопа урана, которые характеризуются следующей распространенностью и периодами полураспада:

- $^{238}\text{U}_{92}$ – 99,273 %; $4,51 \cdot 10^9$ лет;
- $^{235}\text{U}_{92}$ – 0,7205 %; $7,13 \cdot 10^8$ лет;
- $^{234}\text{U}_{92}$ – 0,0056 %; $2,475 \cdot 10^5$ лет.

Иногда в природных условиях наблюдается обогащение или обеднение урановых руд этими изотопами.

Уран с атомной массой 235 извлекается из природных руд путем сложных методов диффузионной или химической сепарации. В последние годы разработана новая технология обогащения урана с помощью лазерного разделения изотопов, позволяющая существенно уменьшить затраты на производство ядерного топлива для реакторов. Таким образом, после обогащения только небольшая доля урана из природных запасов руд может быть использована для получения энергии из этого атомного источника. Несмотря на это, начиная с первой АЭС для получения атомной энергии используют преимущественно изотоп ^{235}U . Основным фактором, обеспечивающим высокую рентабельность АЭС, является колоссальная энергетическая емкость урана. Ее предельная величина, отвечающая выходу энергии при ядерном взрыве, показывает эквивалентность 1 кг изотопов делящегося урана 3 000 000 кг высококачественного угля. В процессе управляемых реакций в реакторах АЭС "сгорание" 1 кг урана эквивалентно сгоранию 10 т угля.

Перспективы увеличения энергетической емкости урана связаны с реакторами, использующими в качестве атомного горючего уран, не разделенный по изотопному составу, т.е. полученный из природных руд. При каждом делении ядра, кроме энергии, уносимой в основном его разделившимися осколками, освобождается в среднем около 2,5 нейтрона. Именно нейтрон, попадая в следующее ядро ^{235}U , вызывает новое деление и т.д. Так начинается цепная реакция, приводящая к непрерывному выделению энергии. Новый тип реактора устроен таким образом, что остальные нейтроны захватываются преимущественно ядрами ^{238}U , количество которого в применяемых источниках питания составляет примерно 95% (за счет искусственного обогащения изотопом ^{235}U) или 99% (что соответствует содержанию изотопа ^{238}U в рудах). Из этого изотопа после ядерных превращений получается ^{239}Pu . Таким образом, в реакторах на быстрых нейтронах можно при каждом делении ядра урана получать дополнительно ядра плутония и, таким образом, производство энергии в них совмещено с производством нового ядерного горючего, темпы выработки которого зависят от устройства и теплонапряженности реактора. В таких реакторах при использовании продуктов ядерных превращений в виде ^{239}Pu эквивалент 1 кг необогащенность урана возрастает до 100 т угля и возможно его дальнейшее увеличение. В СССР уже построена и введена в эксплуатацию Белоярская АЭС на Урале, работающая на необогащенном уране с использованием быстрых нейтронов. По данным Организации экономического сотрудничества и развития (ОЭСР), к 2000 г. ожидается следующий баланс производства энергии (в %): АЭС – 34 (до 45); ТЭС на угле – 37, на мазуте – 10, на природном газе – 3,7; ГЭС – 15,3.

Сведения о конкурентоспособности энергии атомных электростанций с обычными тепловыми различны. Однако большинство расчетов показывает, что стоимость 1 кВт/ч энергии АЭС оказывается стабильнее и ниже, чем стоимость электроэнергии ТЭС на угле. Так, к 1980 г. стоимость 1 кВт/ч электроэнергии АЭС и ТЭС на угле составила соответственно: в США – 1,5 и 2,3 цента; в Великобритании – 0,76 и 1,23 пенса; во Франции – 13,5 и 24,8 сантим (ожидается к 1990 г.); в Канаде – 1,27 и 2,12 цента.

Рассматривая общую тенденцию дальнейшего развития атомной энергетики, следует отметить и некоторые сдерживающие факторы. Сохраняется необходимость осуществления международного контроля за возможностью использования некоторыми странами продуктов деления урана в атомных реакторах в военных целях. Функции контрольного органа возложены на МАГАТЭ. Заключен договор о нераспространении атомного оружия, однако до сих пор от его подписания уклоняются такие страны, как Израиль, ЮАР, Пакистан, КНР и Франция.

Определенные трудности связаны с возможностью загрязнения окружающей среды радиоактивными продуктами атомных реакторов. Большую тревогу во всем мире вызвала авария, произошедшая 30 марта 1979 г. на АЭС "Три-Майл-Айленд" в шт. Пенсильвания (США). Из поврежденных тепловыделяющих элементов (ТВЭЛов) произошла утечка воды, зараженной продуктами радиоактивного деления топлива, и радиоактивные газы вышли в атмосферу. В апреле 1981 г. утечка радиоактивной воды отмечалась на АЭС "Фукусима" в Японии, что привело к повышению уровня радиации в Японском море.

Серьезная авария произошла 26 апреля 1986 г. на Чернобыльской АЭС. В результате нарушения обслуживающим персоналом правил эксплуатации реакторных установок был разрушен реактор, что привело к радиоактивному загрязнению территории вокруг станции на площади около 1000 км².

Эти аварии привлекли внимание всей общественности к организации строгого контроля за соблюдением правил техники безопасности при работе на АЭС. СССР предложил всем странам совместно добиваться того, чтобы возможность аварий в работе атомных установок в мире была сведена к нулю. Вопросам безопасности работы атомных реакторов была посвящена специальная сессия МАГАТЭ.

Аварии на атомных электростанциях оказали определенное влияние на темпы развития атомной энергетики. Они еще раз показали огромную разрушительную силу атома в том случае, если человек теряет над ним контроль. В связи с аварией на Чернобыльской АЭС Советское правительство еще раз выразило полную решимость претво-

рения в жизнь предложенной 15 января 1986 г. программы освобождения мира от ядерного оружия уже до конца нынешнего столетия.

Темпы развития ядерного вооружения и строительства АЭС определяли существенные изменения спроса на уран среди капиталистических стран. В начальный период происходил постоянный рост спроса, и потребление урана для военных целей в 1959 г. достигало 40 тыс. т. После этого наступил период спада, обусловленный тем, что военная промышленность уже получила достаточное количество обогащенного урана, а строительство атомных электростанций велось еще недостаточными темпами, поскольку они не имели желаемой экономической рентабельности. В результате к 1975 г. ежегодное потребление урана снизилось до 19–20 тыс. т. Ожидается, что к 2000 г. потребность урана в капиталистических странах достигнет 61,2 тыс. т. за счет строительства новых АЭС.

Последний наиболее полный обзор урановых ресурсов, производства урана и его конъюнктуры на мировом рынке приведен в докладе МАГАТЭ и Агентства по атомной энергии (ААЭ) за 1986 г. Потребление урана в будущем во многом будет зависеть от темпов развития атомной энергетики и конструкций атомных реакторов (рис. 2). Широкое применение реакторов на быстрых нейтронах существенно сократит его общее потребление.

Потребностями в уране для нужд атомной энергетики определяются и требования к сырьевой базе. Для того чтобы к 2000 г. обеспечить суммарную добычу 1,2 млн. т урана, в настоящее время должен быть десятикратный запас достоверных и потенциальных ресурсов, и в дальнейшем их количество должно увеличиваться в соответствии с ростом добычи.

В настоящее время Комиссией МАГАТЭ запасы оцениваются в зависимости от степени их разведанности (достоверности) и стоимости извлечения урана. По степени разведанности выделяются достоверные запасы (RAR), подсчитанные дополнительные запасы I (EAR – I), дополнительные ресурсы II (EAR – II) и потенциальные ресурсы (SR). Применительно к действующей в СССР классификации эти группы примерно соответствуют разведанным и предварительно оцененным запасам – $(A + B + C_1)$ и C_2 , а также прогнозным ресурсам – P_1 и $(P_2 + P_3)$.

По стоимости производства запасы классифицируются на две группы: пригодные к эксплуатации при цене соответственно до 80 и 80–130 дол/кг урана (табл. 1). Запасы первой группы являются в настоящее время основой для проектирования строительства горнодобывающих предприятий.

Анализ географического размещения запасов урана (по состоянию

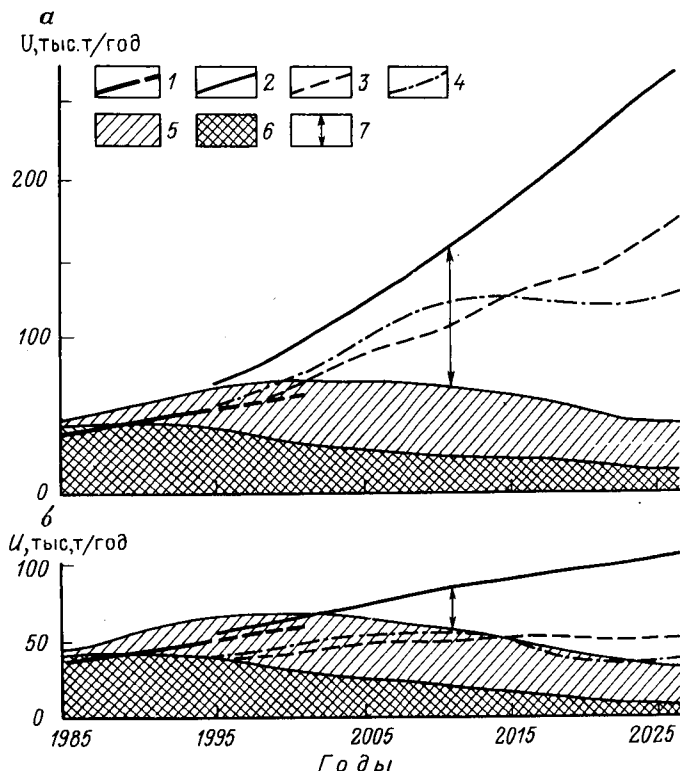


Рис. 2. Прогноз потребления и производства урана для стран ВОСА (не относящихся к странам с централизованно планируемой экономикой):
 а — для условий высоких темпов развития атомной энергетики; б — при низких темпах ее развития;

1 — краткосрочный прогноз и до 2000 г.; 2–4 — долгосрочный прогноз при различной стратегии использования реакторов: 2 — на тепловых нейтронах, 3 — комбинированной, 4 — на быстрых нейтронах; 5–6 — прогноз потребления урана: 5 — на запланированных, 6 — на действующих центрах; 7 — ожидаемая потребность в дополнительных ресурсах

на 1 января 1986 г.) показывает, что 75 % их сосредоточено в семи странах: Австралии, США, ЮАР, Канаде, Нигере, Бразилии, Намибии (рис. 3.).

С начала развития атомной энергетики происходит постоянное увеличение количества разведанных и прогнозных запасов. Изменяется и значение урановых месторождений различных промышленных типов: доля жильных объектов с богатыми контрастными урановыми рудами уменьшается, а крупных по размерам месторождений в песчаниках с относительно невысокими содержаниями урана — увеличива-

Т а б л и ц а 1.

Оценка запасов урана для стран WOCA по состоянию на 1 января 1986 г.
По данным МАГАТЭ

Категория запасов	Запасы (в тыс. т.) при цене (в дол/кг)		Всего
	< 80	80–130	
Достоверные (RAR)	1584	666	2250
Дополнительные (EAR – I)	897	415	1312
Всего	2481	1081	3562

ется. В последние годы выявлены новые типы урановых месторождений: вкрапленные магматические "порфировых руд" в Намибии; приуроченные к так называемым зонам несогласия в Австралии и Канаде; поверхностного типа в калькретах в Южной Австралии. В результате общий баланс запасов урановых руд в основных урановорудных провинциях мира существенно изменился. Наряду с месторождениями в песчаниках, которые сохраняют ведущее место по запасам урана, важное промышленное значение приобрели вышеупомянутые новые типы месторождений (рис. 4).

Дальнейшее расширение сырьевой базы урана возможно за счет выявления месторождений подобных и новых типов, а также за счет комплексного использования руд при внедрении прогрессивных технологий их добычи и переработки.

Особый интерес представляют огромные запасы урановых руд в ураноносных фосфоритах. Подобные фосфориты известны в США (Флорида), Алжире, Тунисе, Марокко, АРЕ, ЮАР, Бразилии и других странах. Запасы фосфоритов и фосфоритсодержащих пород оцениваются в 18 млрд. т, а запасы урана в них – в 14,7 млн. т при содержании от 0,001 до 0,03 %. Наиболее крупные запасы сосредоточены на североафриканском побережье Средиземного моря (8,5 млн. т) и во Флориде (3,0 млн. т). Технология добычи урана и фосфоритов в принципе освоена и позволяет извлекать из руд апатитовый концентрат и уран.

Новым источником комплексных руд с ураном могут быть уникальные по запасам стратиформные месторождения с медным, урановым, золотым и редкометалльным оруденением типа Олимпик-Дам (Роксби-Даунс) на юге Австралии. По предварительным данным, ресурсы

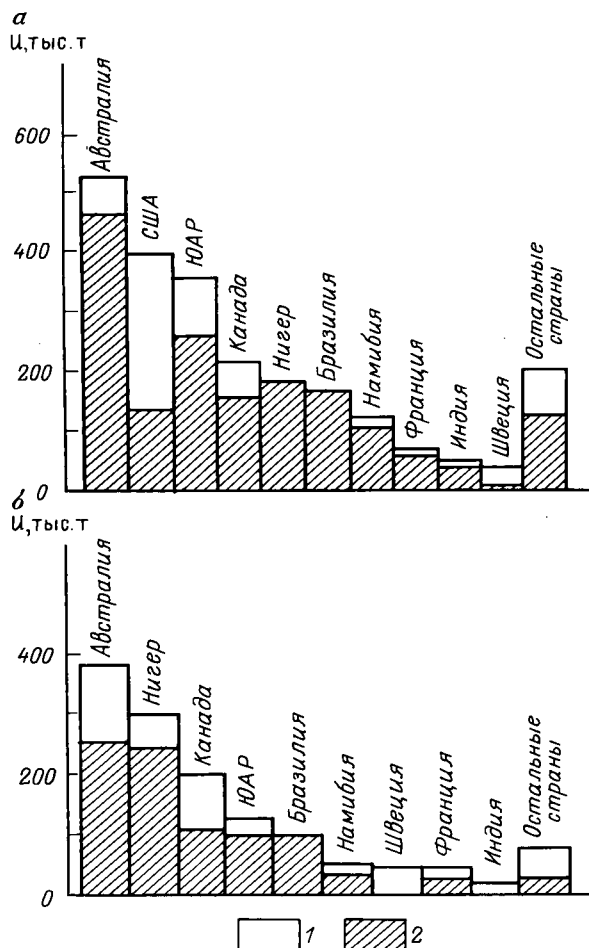


Рис. 3. Распределение по странам достоверных (а) и подсчитанных дополнительных I (б) запасов урана, пригодных к эксплуатации при цене 80–130 дол/кг (1) и < 80 дол/кг (2).

меди и урана определены на площади свыше 20 км² при вертикальном размахе оруденения от десятков до сотен метров. Общие запасы руды оцениваются в 2000 млн. т при содержании меди 1,6 %, урана – 0,06 % и золота 0,6 г/т, а предполагаемые запасы металлов – соответственно в 11 000, 360 и 0,27 тыс. т.

Оруденение связано с мощным телом гематитизированных брекчий в протерозойских гранитогнейсах на границе с отложениями платформенного чехла.

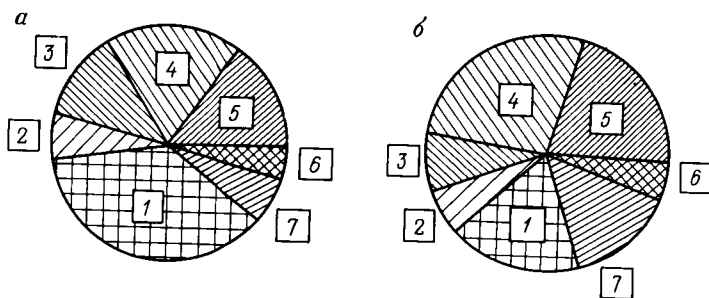


Рис. 4. Распределение достоверных (а) и подсчитанных дополнительных I(б) запасов урана, пригодных к эксплуатации при цене < 130 дол/кг, по типам месторождений:

1-7 — месторождения: 1 — в песчаниках, 2 — жильные, 3 — вкрапленные магматические, 4 — "несогласия", 5 — в конгломератах, 6 — поверхностные, 7 — остальные

Успешно осваивается попутная добыча урана из медных руд в США, Индии и ЮАР. При кучном выщелачивании бедных медных руд в раствор переходят медь (с содержанием 4 мг/л) и уран (0,0035 %). Осуществляется комплексная разработка старых отвалов с убогими содержаниями золота и урана на месторождении Витватерсранд. Отвалы размываются мощными гидромониторами. Из пульпы флотационными методами извлекают золото и пирит, параллельно получают уран.

Огромны запасы урана в "черных" ураноносных углеродисто-кремнистых сланцах с содержанием U от 0,005 до 0,01 %. Однако стоимость переработки подобных руд все еще остается высокой — около 220 дол/кг.

Потенциальным источником урана служит и морская вода. В Японии и других странах созданы опытные установки по его извлечению. Технология основана на сорбции урана из вод гидроксидом титана. Проблема извлечения урана из морской воды обсуждалась в декабре 1980 г. на совместной конференции представителей Японии, ФРГ, Великобритании, Швеции, Италии и США. Основным сдерживающим фактором является высокая стоимость получаемой продукции. По данным японских фирм, она составляет 440–880 дол. за 1 кг U_3O_8 , а по данным экономистов США она может варьировать от 1300 до 4500 дол. Существенные изменения в конъюнктуру уранового сырья может внести совершенствование способов добычи урана и конструкции атомных реакторов.

Широкое внедрение в практику способов подземного и бактериального выщелачивания позволяет вводить в сферу промышленного освоения крупные запасы низкосортных урановых руд.

В последние годы наблюдается опережение темпов роста производства урана по отношению к его потреблению, что вызвало падение цен на этот вид энергетического сырья. Максимальный уровень цен за 1 кг урана в концентрате на мировом рынке – 111 дол/кг – был достигнут в 1977 г.

В дальнейшем цены изменялись следующим образом:

Год (месяц) . . .	1979	1981 (де- кабрь)	1982 (ав- густ)	1983 (ян- варь)	1984	1985
Цена, дол/кг . . .	89,7	59,4	44,1	59,7	41	44

Контрольные вопросы и задания

1. Расскажите о истории создания сырьевой базы урана и основных тенденциях ее развития.
2. Каковы потребности в уране, его сырьевая база и размещение основных запасов урана по странам, континентам и типам месторождений?
3. Каковы перспективы развития атомной энергетики и факторы, сдерживающие его?
4. Как изменяется спрос на урановый концентрат и каковы прогнозы его дальнейшего потребления?
5. Расскажите о перспективах дальнейшего расширения сырьевой базы урана.

Глава 2

ОСНОВЫ ГЕОХИМИИ УРАНА

Основные свойства всех химических элементов зависят от строения атомов, что предопределяет распространенность их в земной коре, условия миграции и осаждения в подземных и поверхностных водах, поведение в различных геологических процессах, приводящих к образованию месторождений полезных ископаемых.

Атомы состоят из ядер и окружающих их электронов, расположенных на определенных орбитах или оболочках. Ядра атомов представляют собой совокупность протонов и нейтронов, электроны тоже не идентичны по свойствам и различаются по принадлежности к различным оболочкам, субоболочкам и орбиталам. Существующая модель строения атома базируется на законах квантовой механики,

Т а б л и ц а 2.

Расположение электронов в атомах ведущих элементов семейства актиноидов

Элемент	Порядковый номер элемента	Энергетические уровни																			
		K		L			M			N				O				P			Q
		s	2s	2p	3s	3p	3d	4s	4p	4d	4f	5s	5p	5d	5f	6s	6p	6d	7s		
Ac	89	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	2	6	<u>1</u>	<u>2</u>			
Th	90	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	2	6	<u>2</u>	<u>2</u>			
Pa	91	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	<u>2</u>	6	<u>1</u>	<u>2</u>			
U	92	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	<u>3</u>	2	6	<u>2</u>			
Np	93	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	<u>5</u>	2	6	<u>2</u>			
Pu	94	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	<u>6</u>	2	6	<u>2</u>			

При меч а н и с. Черточками выделены валентные электроны.

П р и м е ч а н и е. Черточками выделены валентные электроны.

которая объясняет явления поглощения и испускания атомами энергии, связанной с переходами электронов с одного энергетического уровня на другой. В строении атомов может быть от одной до семи орбит, которые обозначаются латинскими буквами или арабскими цифрами K (1), L (2), M (3), N (4), O (5), P (6) и Q (7), начиная от ядра атома. Максимально возможное число электронов в каждой оболочке определяется числом $2n^2$, т. е. 2–8–18–32–50 и т. д. Электронные уровни имеют подуровни, обозначаемые буквами s, p, d, f, (табл. 2).

Уран имеет в периодической системе элементов Менделеева порядковый номер 92, атомную массу 238,07 и является членом группы элементов, выделяемых в семейство актиноидов.

Вследствие большого количества электронов происходит экранирование ядра атома урана, поэтому валентными являются электроны трех внешних энергетических уровней – O, P и Q (см. табл. 2). При максимально возможной валентности – U^{6+} – ион приобретает структуру благородного газа U^0 (2–8–18–32–21–9–2) – $6n = U^{6+}$ (2–8–18–32–18–8).

Уран относится к элементам переменной валентности и в химических соединениях может находиться в состоянии U^{3+} , U^{4+} , U^{5+} и U^{6+} . Ион U^{3+} не характерен для природных условий. Он отличается высокой восстановительной активностью – разлагает воду, восстанавливает водород до атомарного состояния, переходя при этом в более стабильную форму U^{4+} . Ион U^{5+} тоже неустойчив в природных услови-

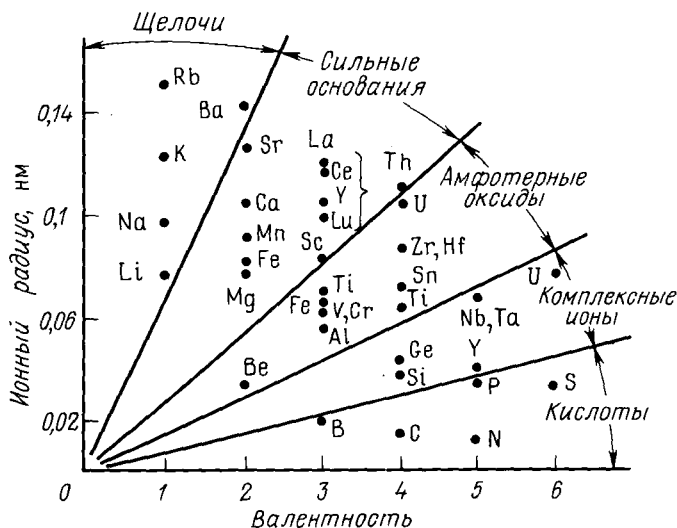


Рис. 5. Кислотные и щелочные свойства элементов в зависимости от ионного потенциала: отношения валентности к ионному радиусу

ях и достоверно известен лишь в искусственных соединениях. В водных растворах он может образовывать комплексный ион $(\text{UO}_2)^+$, наиболее устойчивый в щелочной среде. По мнению некоторых исследователей, этот комплексный ион мог входить в состав отдельных урановых минералов. В природных условиях наиболее распространенными являются ионы U^{4+} и U^{6+} , образующие устойчивые соединения соответственно в восстановительной и окислительной средах.

Ионы четырех- и шестивалентного урана отличаются не только валентностью, но и размерами ионных радиусов, которые соответственно равны 0,108 и 0,083 нм.

В геохимических работах В.М. Гольдшмидта показано, что отношение именно этих двух показателей – валентности к ионному радиусу – представляет собой очень важную константу, названную ионным потенциалом. Величиной ионного потенциала определяются кислотные или щелочные свойства элементов. Эта закономерность наглядно иллюстрируется диаграммой Картледжа (рис. 5). На этой диаграмме ион U^{4+} хотя и попадает в группу амфотерных оксидов, основные свойства его проявляются значительно сильнее, чем кислотные. В слабокислых, нейтральных и щелочных растворах он образует трудно-растворимый гидроксид урана $\text{U}(\text{OH})_4$ с низкой константой диссоциации.

Шестивалентный уран попадает в другую группу – комплексных ионов, он входит в состав широко распространенного и устойчивого в

природных условиях комплексного катиона уранильной группы $(\text{UO}_2)^{2+}$. Структура U^{6+} аналогична структуре инертного газа радона, внешняя электронная оболочка которого полностью заполнена восемью электронами. Как известно, ионы, обладающие электронной структурой типа благородных газов (радона), проявляют литофильные свойства, выраженные в повышенном сродстве к кислороду. Поэтому шестивалентный уран образует в природных процессах только кислородные соединения – оксиды и соли кислородсодержащих кислот. Ион уранила имеет относительно крупные размеры – 0,604–0,684 нм, значительно превышающие размеры всех известных катионов, что исключает возможность его изоморфного замещения в природных соединениях (сульфиды, карбонаты, фосфаты, арсенаты и ванадаты урана).

Валентное состояние урана в геологических процессах во многом зависит от окислительно-восстановительного потенциала E_h и кислотности – щелочности среды pH. Окислительно-восстановительные реакции системы $\text{U}^{4+} \rightleftharpoons (\text{UO}_2)^{2+}$ могут быть выражены соответствующими уравнениями и стандартными потенциалами для различных сред. В кислой среде $\text{U}^{4+} \rightarrow (\text{UO}_2)^{2+} + 2e$ при $E^0 = +0,334$ В (среда солянокислая) и $E^0 = +0,410$ В (среда сернокислая). В щелочной среде $\text{U}(\text{OH})_4 \rightarrow (\text{UO}_2)(\text{OH})_2 + \text{H}_2\text{O} + 2e$ при $E^0 = -0,490$ В.

В зависимости от изменения кислотности среды в одних случаях уран может восстанавливать железо, в других – окислять его (рис. 6). В кислой среде ионы четырехвалентного урана являются восстановителем по отношению к ионам Fe^{3+} , а в щелочных растворах шестивалентный уран окисляет Fe^{2+} до Fe^{3+} и восстанавливается при этом до U^{4+} , т. е.

при $\text{pH} < 7$ $\text{U}^{4+} + 2 \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{U}^{6+} + 2 \text{Fe}^{2+}$;

при $\text{pH} > 7$ $(\text{UO}_2)^{2+} + 2\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{U}^{4+} + 2\text{Fe}^{3+}$.

Различиями во взаимодействии ионов с переменной валентностью определяется разнообразие природных обстановок, приводящих к

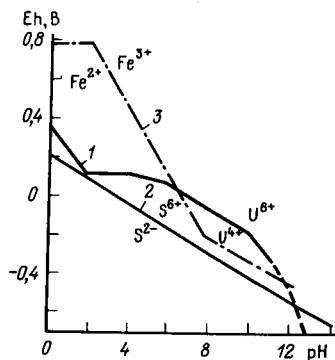


Рис. 6. Изменение окислительно-восстановительного потенциала среды E_h при изменении ее кислотности pH:

1 — для урана $\text{U}^{4+} = \text{U}^{6+} = 10^{-3}$ моль/л; 2 — для серы $\Sigma \text{H}_2\text{S} / \Sigma \text{SO}_4^{2-} = 10^{-2}$ моль/л; 3 — для железа $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{3+} = 10^{-2}$ моль/л

миграции и осаждению урана в зонах гипергенеза и гетерогенных разрезах пород, характеризующихся различной кислотностью-щелочностью среды.

2.1. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ УРАНА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Распространенность химических элементов в земной коре обусловлена прежде всего составом, массой и строением атомных ядер и не зависит от строения электронных оболочек. Она уменьшается с увеличением порядкового номера и массы атомного ядра. Первые 26 элементов периодической системы Д.И. Менделеева составляют 99,74% всей земной коры.

Несмотря на то что уран является одним из замыкающих элементов в периодической системе, кларк его в земной коре относительно высок – $2,5 \cdot 10^{-4}\%$, т.е. примерно соответствует распространенности таких элементов, как W, Sn, Br, Ta, и на несколько порядков выше кларка Bi, Hg, Au, I, Sb, Ag, Se. Это объясняется периодичностью, установленной П. Ниггли, согласно которой каждый шестой элемент, начиная от кислорода, обладает более высокой распространенностью относительно ближайших к нему элементов. Кроме того, элементы с четными порядковыми номерами распространены ближе к ним, чем нечетных. Положение урана в периодической системе элементов Д.И. Менделеева удовлетворяет обеим закономерностям.

Содержание радиоактивных элементов – U, Th и Ra – существенно изменяется как в различных оболочках Земли, так и в породах земной коры (табл. 3).

Уран входит в состав всех пород, слагающих земную кору, присутствует в природных водах (гидросфере), растительных и живых организмах (биосфере). Общее количество его во всех породах земной коры определяется в 10^{16} т. При различных содержаниях в 1 км^3 гранитов заключено от 9 до 100 тысяч урана, а в 1 км^3 морской воды – около 2 т.

Содержание урана в природных водах колеблется от $n \cdot 10^{-9}$ г/л в атмосферных осадках до 2 г/л в сильноокислых рудничных водах. В водах морей и озер содержание часто изменяется в зависимости от интенсивности привноса урана с суши, от климатических и ландшафтных условий, солевого и газового режима вод, наличия микроорганизмов, а также от содержания урана в породах, окружающих водный бассейн.

Изначально повышенные концентрации урана в различных горных породах имеют большое значение в последующем формировании промышленных скоплений урановых руд. Анализ эволюции урана в истории геологического развития земной коры показал, что образова-

Таблица 3

Содержание (в %) радиоактивных элементов в слоях земной коры и верхней мантии. По А.А. Смыслову, А.И. Тугаринову, А.П. Виноградову

Объем исследования	Мощность, км	Уран $n \cdot 10^{-4}$	Торий $n \cdot 10^{-4}$	Радий $n \cdot 10^{-10}$
Слой земной коры:				
осадочный	5	2,6	—	—
гранитно-метаморфический	10	4,1	13,5	1,4
андезито-метаморфический	10	2,5	—	—
базальтовый	20	0,8	4	0,34
Верхняя мантия	~ 400	0,014	0,05	0,004
Магматические породы:				
кислые	—	3,5	18	1,2
средние	—	1,8	7	0,6
основные	—	0,5	3	0,27
ультраосновные	—	0,003	0,005	0,01
Осадочные породы:				
сланцы	—	3,4	—	—
песчаники	—	2,0	—	—
известняки	—	1,3	—	—

нию наиболее крупных урановорудных провинций предшествовало накопление повышенных кларковых концентраций урана в определенных типах горных пород в пределах этих провинций.

Для выявления потенциальных возможностей таких пород как источника урана важно знать форму его нахождения в горных породах. В настоящее время известны четыре возможные формы нахождения:

- 1) в виде изоморфной примеси в кристаллической решетке акцессорных и реже породообразующих минералов;
- 2) в форме собственных растворимых минералов;
- 3) в адсорбированном состоянии на поверхности химически активных минералов;
- 4) в растворенном виде в составе межзерновой жидкости и газово-жидких включений.

Наиболее устойчивым к внешним воздействиям является уран, изоморфно входящий в состав акцессорных минералов, таких, как циркон, монацит, ксенотим, ортит, апатит, сфен. Они образуют повышенные концентрации в комплексах щелочных пород. При этом в

некоторых разностях нефелиновых сиенитов содержание урана повышается до $80 \cdot 10^{-4} \%$. Подобные концентрации урана не могут быть источником для формирования самостоятельных месторождений. В лучшем случае он может рассматриваться как сопутствующий элемент при обработке редкометаллических лопаритовых месторождений, россыпных месторождений монацита и подобных им объектов.

Повышенные концентрации собственных урановых минералов известны во многих гранитоидах, особенно кремниевое-калиевого ряда. В определенных благоприятных условиях они могут быть источником урана. В некоторых случаях содержание рассеянных в гранитоидах урановых минералов повышается настолько, что такие породы могут рассматриваться как самостоятельные месторождения.

В третьей и четвертой форме концентрируется так называемый "подвижный" уран, который легко извлекается из породы любыми слабоминерализованными растворами – кислотными или щелочными. Такой уран может представлять собой потенциальный источник для формирования различных самостоятельных урановых месторождений. Повышенные содержания его характерны для наиболее поздних гранитных интрузий и кислых субвулканических комплексов, завершающих тектоно-магматический цикл развития геосинклинально-складчатых областей.

Значительное обогащение пород "подвижным" ураном происходит при региональной гранитизации. Но наиболее высокие его концентрации известны в так называемых "черных" углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцах, широко распространенных в платформенных и геосинклинальных областях и формировавшихся в широком возрастном диапазоне – от протерозоя до кайнозоя. Содержание урана в них колеблется в значительных пределах – от $n \cdot 0,0001$ до $n \cdot 0,01 \%$. Он связан в этих породах с органическим веществом. Вместе с ураном в сланцах накапливались ванадий, молибден, фосфор, медь, свинец, цинк, хром, серебро, никель и другие элементы.

Существенно обогащены ураном фосфориты и фосфорсодержащие породы. Содержание урана в них варьирует от 0,002 до 0,03 %. Уран входит в состав фторапатита, где он изоморфно замещает кальций. Концентрация урана в фосфоритах связана и с наличием в них органического вещества (от $n \cdot 0,01$ до 10–15 %). Это подтверждается резким обеднением фосфоритов ураном в зонах выветривания и гипергенеза. В последние годы все шире внедряется технология попутного извлечения урана при добыче фосфоритов.

2.2. ГЕОХИМИЯ УРАНА В ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Собственно магматические процессы завершаются образованием пород различного состава – кислого, среднего, основного, ультраосновного, щелочного, ультращелочного. Магматические расплавы характеризуются высокими температурами (800–1600 °C), что создает благоприятную обстановку для формирования сложной многокомпонентной алюмосиликатной системы с растворенными в ней газами и жидкостями. Магматический расплав обладает свойствами электролита и основные элементы в нем могут находиться в виде химических соединений и ионов. В обстановке недостатка кислорода уран может присутствовать в расплаве в основном в виде U^{4+} и поведение его в магматическом расплаве сходно с поведением Th^{4+} .

Распространенность урана в магматических породах определяется прежде всего их химическим составом. Наибольшие концентрации его отмечаются в щелочных и ультращелочных породах типа сиенитов и лопаритовых луювритов – $(10-80) \cdot 10^{-4} \%$. Уран, как и торий, изоморфно входит в состав сложных силикатов и титанов, таких, как эвдиалит $(Na, Ca)_6 Zr [SiO_4]_6 \cdot (OH, Cl)_2$, ферсманит $(Na, Ca)_2 (Ti, Nb) \cdot [SiO_4] \cdot (OH, F)_3$, лопарит $(Ce, Ca, Na) (Ti, Nb) O_3$ и др.

В породах кислого состава (гранитоидах и др.) содержание урана составляет в среднем $(3-4) \cdot 10^{-4} \%$. Он накапливается как в виде изоморфных примесей в акцессорных минералах (цирконе, ортите и др.), так и в форме "подвижного" урана. По мере повышения основности горных пород содержание урана в них закономерно снижается (см. табл. 3).

Образование пегматитов, по А.Е. Ферсману, происходило из остаточной магмы, обогащенной летучими компонентами и редкими металлами. В зависимости от сходства или различия пегматитового расплава и вмещающих пород им выделены пегматиты "чистой линии" и пегматиты "скрещения". Кроме того, по характеру связи с материнскими интрузиями А.Е. Ферсман различал пегматиты, генетически связанные с определенными интрузиями, и пегматиты, образование которых обусловлено процессами гранитизации и мигматизации, т.е. "пегматиты мигматитов". Для них не установлено подводящих каналов, соединяющих пегматитовые жилы с какими-либо интрузивами.

Все выделенные типы пегматитов являются ураноносными, однако, как и собственно магматические породы, они редко образуют самостоятельные месторождения урана. Из большинства пегматитов уран может извлекаться как попутный компонент при добыче слюды, танталониобатов, сподумена. К пегматитам, представляющим интерес

как самостоятельные месторождения, относятся уранинитовые "пегматиты мигматитов" (Банкрофт, Шарлебуа в Канаде), давидитовые скаполит-карбонатные пегматиты линии "скрещения" (о. Мозамбик), а также уранинитовые, настурановые и давидитовые пегматиты (Раддиум-Хилл в Австралии).

Благоприятными вмещающими образованиями для ураноносных пегматитов являются изверженные породы разного состава, сланцы и гнейсы, обогащенные темноцветными минералами, и карбонатные толщи. Как и в этих породах, в пегматитах отмечаются все известные формы нахождения урана в природе, однако в них значительно возрастает значение собственных урановых и ураносодержащих минералов. Большинство этих минералов представлено оксидами урана и тория, ураносодержащими титанатами и танталониобатами (уранинит, торинанит, настуран, давидит, браннерит, бетафит и др.). В ураноносных пегматитах среднее содержание урана повышается до $n \cdot 0,01 \%$, а на отдельных обогащенных участках – до $n \cdot 0,1 \%$.

В породообразующих минералах, составляющих 99,7 % общей массы пегматитов, рассеяно всего 1,15 % общего количества урана.

Гидротермальный процесс проявляется в переносе и отложении химических элементов природными нагретыми минерализованными водными растворами (гидротермами), циркулирующими по системе трещин и зонам повышенной проницаемости горных пород. Гидротермальные растворы формируются водами в основном ювенильного и метаморфического происхождения.

Ювенильные растворы образуются в виде паров, отделяющихся вместе с летучими компонентами от магмы при ее кристаллизации или поступающих в земную кору из глубинных источников при дегазации мантии. Экспериментальными работами О.Ф. Татла доказано, что при температуре 900 °С и давлении, соответствующем литостатическому давлению на глубинах от 2,5 до 7 км, содержание воды в магме составляет 7–8 %. Эти же данные подтверждены экспериментально и Н.И. Хатаровым. При снижении температуры и давления, т.е. при движении магматического расплава к поверхности, происходит высвобождение этой воды из магматического расплава.

Метаморфическая вода образуется за счет дегидратации гидроксилсодержащих минералов, поровых и капиллярных вод метаморфизируемых пород. При гранитизации и ультраметаморфизме выделяется большое количество воды, способной участвовать в переносе и отложении рудного вещества. Такие растворы во многом схожи с магматогенными.

Гидротермальные растворы частично могут пополняться и за счет метеорных вод, которые проникают в верхние части земной коры до

глубины 3 км. Эти воды прогреваются поступающим из глубин паром, особенно интенсивно в областях вулканической деятельности.

В процессе циркуляции в земной коре происходит смешение всех выделенных типов природных вод и определить их изначальную природу очень трудно.

Вопрос о возможном источнике рудного вещества, в том числе и урана, является наиболее сложным в теории рудообразования. В настоящее время не существует единого мнения по этому вопросу. В качестве наиболее вероятных источников урана, формирующих промышленные месторождения, рассматриваются следующие:

- магматические внутрикоровые очаги;
- глубинные подкоровые источники;
- вмещающие породы, обогащенные "подвижным" ураном.

Связь уранового рудообразования с *магматическими внутрикоровыми очагами* подтверждается следующими признаками.

Для некоторых урановых провинций выявлены характерные семейства гидротермальных месторождений, образующие единые формационные группы. Они объединяются близостью состава руд, околорудных метасоматитов и времени формирования. Эпохи уранового рудообразования приурочены ко времени становления поздних орогенных магматических формаций, т.е. к периоду консолидации очагов магматической деятельности.

Проявлена четкая геохимическая специализация состава урановых руд и близких к ним по возрасту магматических комплексов.

Позднеорогенные гипабиссальные интрузии, продукты вулканической деятельности и урановые месторождения часто приурочены к единым крупным разломам земной коры.

Гипотеза *глубинного подкорового источника* урана базируется на связи магмообразования с глубинными, мантийного происхождения, тепловыми потоками, сопровождаемыми внедрением даек основного состава, выносами газа и рудного вещества.

Во многих урановорудных районах широко развиты серии даек основного и щелочного состава, внедрение которых происходило из глубоких подкоровых очагов после консолидации самых поздних магматических пород кислого состава.

Урановое гидротермальное оруденение является более молодым, чем эти дайки. Часто обнаруживается структурная приуроченность оруденения к поясам даек основного состава.

Мантийное происхождение урана подтверждается также ассоциациями его в ряде случаев с никель-кобальтовым оруденением, платиноидами, медью, свинцом, цинком, ванадием, серебром и золотом.

Потоки глубинных подкоровых флюидов, взаимодействуя с окисляющими породами, могут формировать за счет переплавления

последних внутрикоровые магматические очаги различного состава. В этих случаях могут проявляться последовательное, попеременное или одновременное действие мантийных и коровых очагов и пространственное совмещение различных по составу комплексов магматических пород.

Гипотеза о *заимствовании рудного вещества из вмещающих пород* основывается на высокой химической активности поступающих из глубин термальных растворов, которые при взаимодействии с вмещающими породами извлекают и выносят некоторые рудные компоненты и особенно уран, находящийся в "подвижной" форме. Эта гипотеза подтверждается пространственной близостью некоторых урановых месторождений с массивами пород, обогащенных "подвижным" ураном, сходством изотопного состава углерода, кислорода и серы месторождений урана и предполагаемых областей его выноса. Так, для ураноносных альбититов вариации изотопов свинца, углерода и серы в системе вмещающая порода – зона натриевого метасоматоза – ураноносный альбитит указывают на мобилизацию урана из вмещающих пород. Наиболее вероятным источником урана для ураноносных метасоматитов в железистых кварцитах могли быть базальные горизонты конгломератов и гравелитов. В качестве благоприятного источника урана рассматриваются высокорadioактивные граниты с повышенным содержанием урана и высоким уран-ториевым отношением, а также черные углеродисто-кремнистые сланцы.

О химическом составе растворов, формировавших гидротермальные урановые месторождения, можно судить по минеральному составу околорудных метасоматитов и руд, химическому составу газожидких включений в минералах урановых руд. Совокупность всей полученной информации позволяет сделать вывод о том, что рудоносные растворы представляли собой сложные многокомпонентные динамические системы, в которых среди анионов присутствовали HCO_3^- , CO_3^{2-} , F^- , HS^- , Cl^- , SiO_4^{4-} , SiO_3^{2-} , S^{2-} , SO_4^{2-} , а среди катионов – Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и др. В процессе минералообразования и в результате взаимодействия со вмещающими породами состав рудоносных растворов мог изменяться, что проявлялось в формировании вертикальной и горизонтальной зональности околорудных метасоматитов и руд, установленной на многих урановых месторождениях.

По данным Г.Б. Наумова, растворы, из которых происходило отложение настурана, всегда отличались высокой концентрацией углекислоты – до нескольких десятков граммов на 1 кг воды. Ассоциация урановых минералов с карбонатами является наиболее распространенной в природных условиях.

Довольно часто настуран ассоциирует также с кварцем и флюоритом.

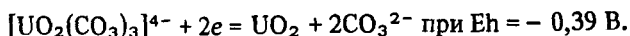
том, что подтверждает присутствие в растворах ионов кремнезема и фтора.

Возможные формы переноса урана определяются химическими особенностями его поведения в растворах с учетом устойчивости комплексных соединений ионов U^{4+} и U^{6+} .

Если придерживаться концепции глубинного источника урана, то в глубинных условиях, характеризующихся сильно восстановительной обстановкой, существование урана в шестивалентной форме считается невозможным, так как при 600 °С происходит термическая диссоциация комплексного катиона UO_2^{2+} и восстановление урана до U^{4+} .

По данным А.Г. Бетехтина, уран мог отделяться от магматического очага в газопаровой системе в виде подвижных галогенных соединений типа UCl_4 и UF_4 . В близповерхностных условиях с повышением концентрации кислорода и понижением температуры указанные комплексы разрушаются и отлагается настуран.

Многие исследователи считают наиболее вероятным перенос урана в форме иона уранила $(UO_2)^{2+}$ в виде комплексных соединений. Наиболее растворимыми и устойчивыми являются комплексные карбонатные ионы уранила $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ или $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$. Комплексы стабильны в растворах щелочного, нейтрального и слабокислого состава. В восстановительной обстановке происходит их разрушение с образованием настурана



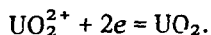
Возможен перенос урана в виде сульфатных комплексных соединений типа $[UO_2(SO_4)_n]^{2(1-n)}$, но они устойчивы только в сильно-кислых средах ($pH \leq 4$). В слабокислых и нейтральных растворах сульфатные комплексы сменяются гидроксильными типа $[UO_2(OH)_n(H_2O)_{6-n}]^{2-n}$. Этот комплекс достаточно устойчив в нейтральных и щелочных средах и в них уран может переноситься растворами при высокой и низкой температуре.

Фактические материалы по гидротермальному урановому рудообразованию наиболее убедительно объясняются с позиций концепции переноса урана в форме комплексных соединений с группой уранила.

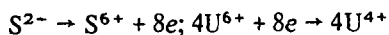
Выпадение минералов урана из гидротермальных растворов происходит при разрушении комплексных уранилсодержащих соединений. Основными причинами этого могут быть изменение кислотности—щелочности (pH) и окислительно-восстановительного потенциала (E_h) окружающей среды. Важнейшим фактором является изменение pH растворов. По данным Г.Б. Наумова, при понижении pH всего на 0,1 растворимость урана уменьшается в 2,5 раза, а при пони-

жении pH растворов с 8 до 7 концентрация комплексного соединения $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ уменьшается в 13 820 раз. Изменение pH растворов могло быть результатом изменения давления, снижения температуры и взаимодействия растворов с вмещающими породами.

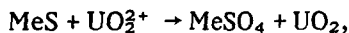
Как известно, большинство урановых минералов, осаждающихся из гидротермальных растворов, содержат четырехвалентный уран; это настуран, уранинит, коффинит, браннерит. Для их образования кроме разрушения комплексного соединения необходимо восстановить U^{6+} из группы уранила до U^{4+} . Это возможно только при изменении окислительно-восстановительного потенциала среды и протекании следующих окислительно-восстановительных реакций:



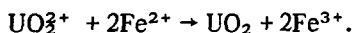
Реакция восстановления U^{6+} могла происходить за счет окисления ионов других элементов переменной валентности, находящихся в растворе, особенно таких, как сера и железо. При окислении сульфидной серы возможны реакции:



или



а при окислении железа



Последняя реакция проявляется в виде отчетливого покраснения пород около урановых минералов.

Кроме ионов серы и железа восстановителем урана могут служить соединения углерода C^{4-} , селена Se^{2-} , мышьяка As^{3-} . Этим объясняется избирательная приуроченность урановых руд к пиритизированным породам, а также к породам, обогащенным органическим веществом и минералами Fe^{2+} – так называемый литологический контроль оруденения.

2.3. ГЕОХИМИЯ УРАНА В ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Экзогенные процессы проявляются в верхних частях земной коры под воздействием атмосферы, поверхностных вод и биологических факторов. Сфера их деятельности выделяется как зона гипергенеза. Ее нижняя граница устанавливается по полному исчезновению следов гипергенного преобразования исходных горных пород и руд, она может проникать на глубину от первых десятков метров до 3 км от

поверхности. Основными факторами, определяющими развитие экзогенных процессов, являются климатические условия, химический состав водной среды и атмосферы. Наиболее активные агенты поверхностных процессов – кислород и углекислый газ атмосферы, метан, аммиак и сероводород придонных частей водных бассейнов, а также продукты жизнедеятельности животных и растительных организмов. Все экзогенные процессы в зависимости от геологической обстановки и климатических условий могут приводить либо к рассеиванию, либо к концентрации многих химических элементов и минералов с образованием промышленных месторождений.

Интенсивность проявления экзогенных процессов в значительной мере обуславливается чисто геологическими факторами такими, как минеральный состав горных пород и руд, их текстурно-структурные особенности, интенсивность тектонической проработки, гидродинамика и химия подземных вод и т.д.

Условия миграции и накопления урана определяются совокупностью физико-химических, биогенных и механических процессов преобразования первичных горных пород и руд, имеющих важное значение в формировании экзогенных месторождений.

Физико-химические процессы особенно активно воздействуют на перераспределение урана – как рассеянного в горных породах, так и сконцентрированного в верхних частях месторождений в виде собственных минералов. Уран как элемент переменной валентности относительно легко переходит в зоне гипергенеза в легкорастворимый ион уранила $(\text{UO}_2)^{2+}$ и может мигрировать в поверхностных водах на значительные расстояния. Обогащенные кислородом поверхностные воды весьма благоприятны для этого. Их окислительный потенциал составляет до + 600 мВ, а потенциал окисления четырехвалентного урана до шестивалентного изменяется от + 334 мВ в кислотной до + 220 мВ в щелочной среде.

Главным компонентом природных поверхностных вод является растворенный кислород; кроме него присутствуют газы (CO_2 , H_2S , CH_4 , N_2 , Rn), простые и комплексные ионы (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , S^{2-} , HS^- , H^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+}), коллоиды металлов, органические соединения, животные и растительные микроорганизмы.

В определенных условиях в формировании зоны гипергенеза весьма существенна роль биогенных процессов. Аэробные тионовокислые бактерии способствуют интенсивному биохимическому окислению урана и ряда других элементов. Аэробные серобактерии окисляют сероводород до состояния самородной серы или сульфат-ионов. Сульфоредактирующие бактерии могут образовывать из сульфат-ионов сероводород. Все это создает благоприятную среду для миграции и осаждения урана.

Значение механической миграции минералов урана невелико, так как все первичные урановые минералы содержат U^{4+} , который легко окисляется до U^{6+} и переходит в раствор. Однако в истории развития земной коры в специфических условиях происходило накопление уранинита в древних россыпях, претерпевших после образования глубокий метаморфизм.

Интенсивность проявления всех вышеуказанных процессов определяется прежде всего климатом. Он влияет на развитие растительности, интенсивность водообмена, состав почв, условия химического выветривания и т. д.

Аридный климат – сухой и жаркий – сдерживает рост растительности, а следовательно, и формирование почвенного слоя. Имевшиеся в этом слое органические вещества быстро окисляются без образования гуминовых и фульвокислот, и подземные воды приобретают щелочную реакцию за счет щелочных и щелочноземельных минералов вмещающих пород. В приповерхностной зоне активно проявляются процессы окисления, так как растворимость многих элементов переменной валентности в щелочной среде заметно возрастает. Уран вместе с кремнеземом выносятся из зоны окисления при химическом выветривании. Образуются коры выветривания латеритового типа, обогащенные оксидами железа и алюминия.

Гумидный климат – теплый и влажный – способствует интенсивному развитию растительности и появлению мощного почвенного слоя. Обилие органических веществ приводит к обогащению почвенных вод гуминовыми и фульвокислотами. Эти кислоты активно взаимодействуют с катионами, освобождающимися при разрушении минералов горных пород. Все это создает восстановительную обстановку, в которой формируются комплексные органические соединения многих элементов, в том числе и урана.

В условиях гумидного климата создаются каолиновые коры выветривания.

Сухой и холодный климат препятствует развитию процессов химического выветривания. Скорость механической дезинтеграции горных пород опережает скорость их химического выветривания. Поверхностные воды слабоминерализованные, нейтральные или слабощелочные. Урановые минералы в таких районах могут сохраняться на земной поверхности.

В различных климатических зонах условия миграции урана в поверхностных водах, так же как и в подземных, определяются их физико-химическими параметрами: кислотно-щелочными свойствами (рН) и окислительно-восстановительным потенциалом (Еh).

Для зоны гипергенеза А.И. Перельман выделил по кислотно-щелочным свойствам и окислительно-восстановительному потенциалу

Т а б л и ц а 4.

Основные геохимические классы вод (I–XII) в зоне гипергенеза.
По А.Н. Перельману

Щелочно-кислотные условия	Окислительно-восстановительные условия вод		
	кислородные	глеевые	сероводородные
Сильнокислые (рН < 4) Кислые и слабокислые (рН = 4–6,5) Нейтральные и слабощелочные (рН = 6,5–8,5) Сильнощелочные содовые (рН > 8,5)	I. Сильнокислые кислородные II. Кислые кислородные III. Нейтральные и щелочные кислородные IV. Содовые кислородные	V. Сильнокислые глеевые VI. Кислые глеевые VII. Нейтральные и щелочные глеевые VIII. Содовые глеевые	IX. Сильнокислые сероводородные X. Кислые сероводородные XI. Нейтральные и щелочные сероводородные XII. Содовые сероводородные

двенадцать основных геохимических классов вод зоны гипергенеза (табл. 4).

Кисотно-щелочные свойства природных вод изменяются в очень широких пределах: рН варьирует от 1 до 11. Наиболее кислые воды установлены в месторождениях серы (рН = 1–1,5), в рудничных водах зоны окисления колчеданных месторождений (рН = 2,0–2,5), торфяных болотах (рН = 4). Грунтовые воды имеют рН 6,5–8,5, морские – 8,2–8,5, воды содовых озер – 10–11.

По величине окислительно-восстановительного потенциала воды зоны гипергенеза подразделяются на три группы: 1) с окислительными свойствами; 2) с восстановительными свойствами без сероводорода; 3) с восстановительными свойствами, сероводородные.

1. В водах первой группы значения Еh изменяются от +100 до +700 мВ; в них возможно существование аэробных бактерий, большинство элементов переменной валентности, включая уран, переходит в окисленную форму (U^{6+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-}).

2. Воды с восстановительными свойствами без сероводорода обогащены продуктами разрушения органических веществ, CO_2 , CH_4 . Свободный кислород в них отсутствует, могут развиваться анаэробные бактерии. Значения Еh могут изменяться от +100 до –150 мВ. Эти воды

выделяются как глеевые с подразделением на слабо- и резкоглеевые. В слабоглеевых водах уран может находиться и мигрировать в шестивалентной форме, а железо и марганец восстанавливаются до двухвалентного состояния. В резкоглеевых водах уран восстанавливается до U^{4+} и обладает малой подвижностью.

3. Сероводородные воды обогащены метаном, органическими соединениями, свободного кислорода не содержат. В них могут существовать сульфатредуцирующие бактерии. Значения E_h могут изменяться от нулевых до -400 мВ. Уран находится в четырехвалентной форме и при относительно высоких значениях E_h может мигрировать, но в значительно меньших масштабах, чем в кислородсодержащих водах.

По изменении щелочно-кислотных свойств природные воды зоны гипергенеза подразделяются на четыре группы (см. табл. 4): 1) сильнокислые; 2) кислые и слабокислые; 3) нейтральные и слабощелочные; 4) сильнощелочные.

1. Сильнокислым водам со значениями $pH < 3$ свойственен в основном сульфатный состав анионов. Эти воды распространяются на ограниченные расстояния от места образования. Уран активно мигрирует в них в форме уранил-сульфатных комплексных соединений типа $[UO_2(SO_4)_n]^{2(1-n)}$, но только при высокой концентрации в водах сульфат-иона. При повышении pH и разбавлении раствора уранил-сульфатные комплексы гидролизуются и переходят в гидроксидные соединения.

В сильнокислых, но бессернистых водах возможна миграция урана и в виде несвязанного иона уранила $(UO_2)^{2+}$.

2. Кислые и слабокислые воды со значениями pH от 3 до 6,5 характерны для условий гумидного климата. Они обогащены органическими кислотами, содержат свободную углекислоту, углекислый газ и ионы HCO_3^- . Уран в них может активно мигрировать в форме хорошо растворимых уранил-органических соединений, производных фульвокислот — $[UO_2(C_nH_mO_n)]^{2-p}$.

3. Нейтральные и слабощелочные воды с pH 6,5–8,5 образуются в поверхностных и подземных водотоках, морях и океанах. По составу это гидрокарбонат-кальциевые воды, обогащенные натрием, хлором и сульфатами.

В таких водах с высокими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала ($E_h = +200$ мВ) уран активно выщелачивается и мигрирует в форме карбонатных комплексов уранила $[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$ и $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$.

В подземных водах в силикатных породах уран может мигрировать в форме уранил-гидроксильных комплексов, стабильных при pH от 5 до 10. В слабокислых и нейтральных бикарбонатных водах

устойчив комплекс моногидратного состава $[\text{UO}_2 \text{ OH} \cdot (\text{H}_2\text{O})_5]^+$, а в более щелочных растворах – дигидрат-уранильный комплекс $[\text{UO}_2 (\text{OH})_2 (\text{H}_2\text{O})_4]$. В условиях гумидного климата в таких водах возможна коллоидная форма миграции в виде золя $[\text{UO}_2 (\text{OH})_2]$. Для подземных вод в карбонатных толщах при $\text{pH} > 8$ и в условиях аридного климата наиболее вероятна миграция урана в форме уранил-карбонатных комплексов.

4. Сильнощелочные воды с $\text{pH} > 8,5$ формируются в подземных водах так называемых "содовых" озер. Уран в них может мигрировать в виде карбонатно-натриевых комплексов типа $\text{Na}_2 [\text{UO}_2 (\text{CO}_3)_2 (\text{H}_2\text{O})_2]$ и $\text{Na}_4 [\text{UO}_2 (\text{CO}_3)_3]$.

Осаждение урана из природных вод в зоне гипергенеза происходит на геохимических барьерах, в зонах перехода от окислительной к восстановительной обстановке. В настоящее время доказано, что развитие кислородной обстановки и зон окисления не всегда ограничивается уровнем подземных вод. Существовавшее мнение о контроле зон окисления уровнем грунтовых вод справедливо лишь для районов с гумидным климатом и для холодных климатических поясов. В провинциях с аридным климатом в благоприятных геотектонических и геоморфологических условиях ураноносные кислородные воды могут проникать на глубины до первых километров, формируя разнотипные зоны эпигенетического окисления пород.

Рудоотложение может осуществляться на геохимических барьерах различного типа: восстановительных, восстановительно-сорбционных, нейтрализационных кислотно-щелочных.

На восстановительных барьерах главными восстановителями урана являются органические вещества гумусового и битумного рядов с продуктами их разрушения и преобразования под воздействием жизнедеятельности анаэробных бактерий, а также углеводороды (и прежде всего метан CH_4), сероводород и водород, растворенные в воде или окклюдированные в газообразном состоянии в породах. Восстановителями урана могут быть также минералы двухвалентного железа, трехвалентного ванадия, сульфиды и дисульфиды железа, рассеянные в породах, через которые фильтруются ураноносные растворы. На восстановительных барьерах формируются коффинит-черниевые руды.

На восстановительно-сорбционных барьерах главная роль в осаждении урана принадлежит процессам сорбции. В зависимости от физико-химических условий среды и времени соприкосновения сорбента – иона $(\text{UO}_2)^{2+}$ – и сорбата возможно проявление адсорбции. Сорбция осуществляется некомпенсированными зарядами на поверхности вещества и зависит от удельной поверхности энергии. Поэтому наиболее активные сорбенты – это тонкодисперсные массы веществ с

высокой поверхностной энергией. Основными сорбентами урана в зоне гипергенеза являются гумусовые органические вещества, фосфаты кальция, силикогели, гидроксиды железа и марганца, глинистые частицы. Наиболее активно сорбируется уран из сернокислых растворов и в тех случаях, когда сорбция сопровождается реакциями восстановления. На сорбционно-восстановительных барьерах образуются руды коффинит-чернивевого типа.

Нейтрализационные кислотно-щелочные геохимические барьеры проявляются в связи с изменением pH природных вод и последующего соединения катиона уранила $(\text{UO}_2)^{2+}$ с каким-либо анионом, присутствующим в растворе.

В кислых средах уранил образует нерастворимые минералы с анионами PO_4^{3-} , AsO_4^{3-} , VO_4^{3-} , MoO_4^{3-} , реже с SO_4^{2-} и CO_3^{2-} , а в слабощелочных средах – с SiO_4^{4-} , SiO_3^{3-} и OH^- . На нейтрализационных барьерах формируются урановые руды "слюдкового" (уранил-ванадаты, уранил-фосфаты) и уранил-силикатного типов.

Контрольные вопросы и задания

1. Какое свойство урана определяет его положение в периодической системе элементов?
2. Чем определяется способность урана образовывать комплексные соединения? Какова их роль в миграции и осаждении урана?
3. Каковы распространённость урана в земной коре и формы его нахождения в горных породах?
4. Чем определяется геохимия урана в эндогенных процессах? Каковы возможности образования промышленных концентраций урана в магматических породах, пегматитах и продуктах гидротермальной деятельности?
5. Охарактеризуйте геохимию урана в зоне гипергенеза. Какие геохимические классы вод определяют условия миграции урана?
6. В чем проявляется влияние pH и Eh среды на формирование промышленных скоплений урана? Что такое геохимические барьеры?

Глава 3

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

3.1. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Классификация – это логическая операция разделения всего изучаемого множества объектов по обнаруженным сходствам и различиям на отдельные группы или соподчиненные множества, называемые классами.

Цель классификации — привести в систему множество разрозненных объектов для их изучения. Группы выделяются по совокупности общих, присущих только им признаков. Для того чтобы классификация удовлетворяла требованиям полноты и чистоты, необходимо за основу деления принимать не случайный, а существенный признак (признаки).

В биологии классификация базируется на таких объективных признаках, как количество клеток (одно- и многоклеточные), температура крови (тепло- и холоднокровные). В основу классификации химических элементов положена их атомная масса. Такие классификации позволяют сгруппировать объекты и изучить свойства, типичные для каждого класса.

Месторождения полезных ископаемых являются сложными для классификации объектами, так как каждое из них характеризуется совокупностью признаков, по которым их можно разделять на однородные группы. Эти признаки таковы: генезис; состав вмещающих пород, руд и околорудных метасоматитов; морфология рудных тел; характер связи оруденения с элементами геологического строения и тип рудоконтролирующей структуры; размер месторождения и т.д. Ни один из этих признаков, взятый в отдельности, не обеспечивает полноты и чистоты классификации. Поэтому, используя термин "классификация" применительно к месторождениям полезных ископаемых, учитывают его определенную условность.

Для изучения геологии, прогнозирования, проведения поисков и разведки месторождений урана, так же как и всех остальных рудных месторождений, разработаны генетические и промышленные классификации.

Основу генетических классификаций составляют представления о генезисе месторождений. Авторами таких классификаций месторождений урана были А.Г. Бетехтин, В.И. Данчев, Т.А. Лапинская, Ф.И. Вольфсон, Я.Д. Готман, В.Н. Котляр, Д.Я. Суражский, Э.У. Хейнрих, Д.Л. Эверхард и др.

Во всех классификациях авторы различали три основные группы месторождений: эндогенные, экзогенные и метаморфогенные, а в каждой группе — классы. При выделении классов учитывались различные признаки: генезис, температура образования, формации руд, состав вмещающих пород и др. Представления о генезисе месторождения необходимы для правильного прогнозирования направлений поисковых работ. Для каждого класса месторождений выделяются свои поисковые критерии и признаки, по совокупности которых составляется прогнозная оценка перспектив изучаемой территории, определяются основные направления поисковых работ.

Однако при изучении рудных месторождений очень редко можно

получить однозначные и достаточно убедительно аргументированные выводы об их генезисе. Это объясняется, с одной стороны, субъективностью геологического мировоззрения каждого исследователя, а с другой – сложностью и разнообразием геологических условий формирования месторождений. В результате о генезисе многих месторождений у авторов существуют принципиально различные представления.

Урановые месторождения формируются практически при всех геологических процессах (от эндогенных до гипергенных), и накопление промышленных концентраций урана в земной коре обусловлено всей эволюцией ее геологического развития. Предопределяющим условием образования месторождений является повышение концентраций урана в некоторых типах гранитоидов, в углеродисто-кремнистых сланцах, фосфоритах и других породах. Последующие гидротермальные, метаморфические и экзогенные процессы, сопровождающиеся привносом или перераспределением урана в горных породах, приводят к формированию месторождений сложного генезиса. Поэтому в последних классификациях урановых месторождений все чаще появляются выводы о полигенности и полихронности образования.

Понятие о промышленных типах месторождений и их первая классификация по главным видам минерального сырья были предложены В.М. Крейтером в 1940 г. В промышленный тип объединяются месторождения, являющиеся устойчивыми "поставщиками" данного вида минерального сырья и обеспечивающие не менее 1% мировой добычи этого полезного ископаемого. Промышленные типы выделены в инструкциях ГКЗ по применению классификации запасов для каждого вида полезных ископаемых.

По аналогии с известными месторождениями для каждого промышленного типа установлены наиболее рациональные системы их разведки и вскрытия, определены оптимальные расстояния между разведочными выработками для разных категорий запасов. В основу промышленных классификаций положены представления о морфологии рудных тел, их внутреннем строении и размерах, связи оруденения с определенными рудоконтролирующими структурами. Промышленные классификации месторождений используются в основном при проведении разведочных работ.

Возвращаясь к принципам построения генетических классификаций, следует отметить, что с целью устранения указанных выше неопределенностей при выявлении генезиса месторождений в последние годы создаются группировки урановых месторождений по принадлежности к определенным типам континентальных структур земной коры. Этому предшествовало детальное изучение закономерностей пространственного размещения месторождений и условий их образования в историческом аспекте развития земной коры. Клас-

сификации урановых месторождений на геотектонической основе приведены в работах Н.П. Лаверова, М.В. Шумилина, Ф.И. Вольфсона, Ю.М. Шувалова и др.

Этот принцип использован и автором при составлении данной классификации. Урановорудные формации выделяются в пределах основных геотектонических единиц: фундамента древних платформ; фанерозойских складчатых поясов и срединных массивов; чехла древних и молодых платформ. Области тектоно-магматической активизации проявлены в пределах всех упомянутых геотектонических элементов и не рассматриваются в качестве самостоятельной геотектонической единицы.

Под урановорудной формацией понимается естественное сообщество урановорудных месторождений, объединенных близостью тектонических (тектоно-магматических) особенностей и времени образования, единым набором рудных (и главнейших сопутствующих) элементов и околорудных метасоматитов, сходством генетических условий формирования, единством связи с определенным структурно-формационным комплексом или геологической формацией.

В каждой формации могут выделяться месторождения со сходным минеральным составом, однотипными парагенезисами руд и одинаковыми околорудными метасоматитами. Они объединяются в минеральные типы.

С учетом этих принципов составлена формационная группировка основных промышленных типов урановых месторождений с характеристиками условий локализации рудных полей и месторождений (табл. 5).

В качестве основных структур, контролирующих размещение рудных полей, рассматриваются следующие: краевые прогибы и внутрикратонные впадины фундамента древних платформ; выступы фундамента, претерпевшие гранитизацию; различные ярусы геосинклинальных толщ; вулканотектонические впадины; крылья или базальные горизонты наложенных депрессий; зоны глубинных разломов.

Для месторождений основными рудоконтролирующими элементами считаются зоны разломов, системы сближенных нарушений, горизонты литологически благоприятных пород и т.д.

Урановые месторождения различных генетических типов известны на всех континентах (рис. 7). Закономерности их размещения и условия формирования определяются историей геологического развития земной коры. Проведенные в последние годы исследования структуры дна океанов, данные по неотектонике, исследования Земли из космоса, изучение лунного грунта открыли новые возможности в познании древнейших этапов развития Земли.

Т а б л и ц а 5.

Формационная группировка урановых месторождений и характеристика условий их локализации

Формация	Геотектоническая позиция рудных полей	Факторы, контролирующие пространственное положение месторождений	Генезис месторождений	Возраст руд, млн. лет

А. Формации древних платформ и щитов

I. Урановая и золото-урановая в древних конгломератах	Эпикратонные прогибы и краевые части протоплатформ, выполненные слабо-метаморфизованными континентальными отложениями	Горизонты базальных конгломератов в основании протоплатформенного чехла	Осадочно-метаморфогенный	2700–2200
II. Урановая и железо-урановая в альбититах	Зоны глубинных разломов в обрамлении выступов фундамента древних платформ, претерпевших интенсивную регенерацию	Флексурные изгибы, шарниры складок, участки пересечения и расщепления разрывов, определяющие положение зон катаклаза и альбитизации	Гидротермальный	1800–1600
III. Урановая в кварц-кашлишпатовых породах (аляскитах)	Складчатые области поясов платформ, подвергшиеся древней гранитизации	Крылья древних гнейсовых куполов с согласными зонами пегматитов и аляскитовых гранитов, обогащенных ураном	Магматогенный	600–500
IV. Урановая, золото-урановая и никель-урановая в магнезиальных метасоматитах	Зоны "несогласия" на границе отложений раннепротерозойских геосинклиналей и позднепротерозойского платформенного чехла	Наличие в породах складчатого основания углеродистых сланцев, тектонических зон древнего заложения и развитие вдоль них процессов хлоритизации	Полигенный	1700–900–500–150

Продолжение табл. 5

Формация	Геотектоническая позиция рудных полей	Факторы, контролирующие пространственное положение месторождений	Генезис месторождений	Возраст руд, млн. лет
V. Золото-урановая в калиевых метасоматитах (гумбеитах)	Зоны глубинных разломов древнего заложения внутренних частей платформ, захваченные мезозойской тектоно-магматической активацией	Участки пересечения и изгибы разломов по простиранию и падению с ореолами калиевых метасоматитов	Гидротермальный	150–140

Б. Формации геосинклинальных складчатых поясов и их срединных массивов

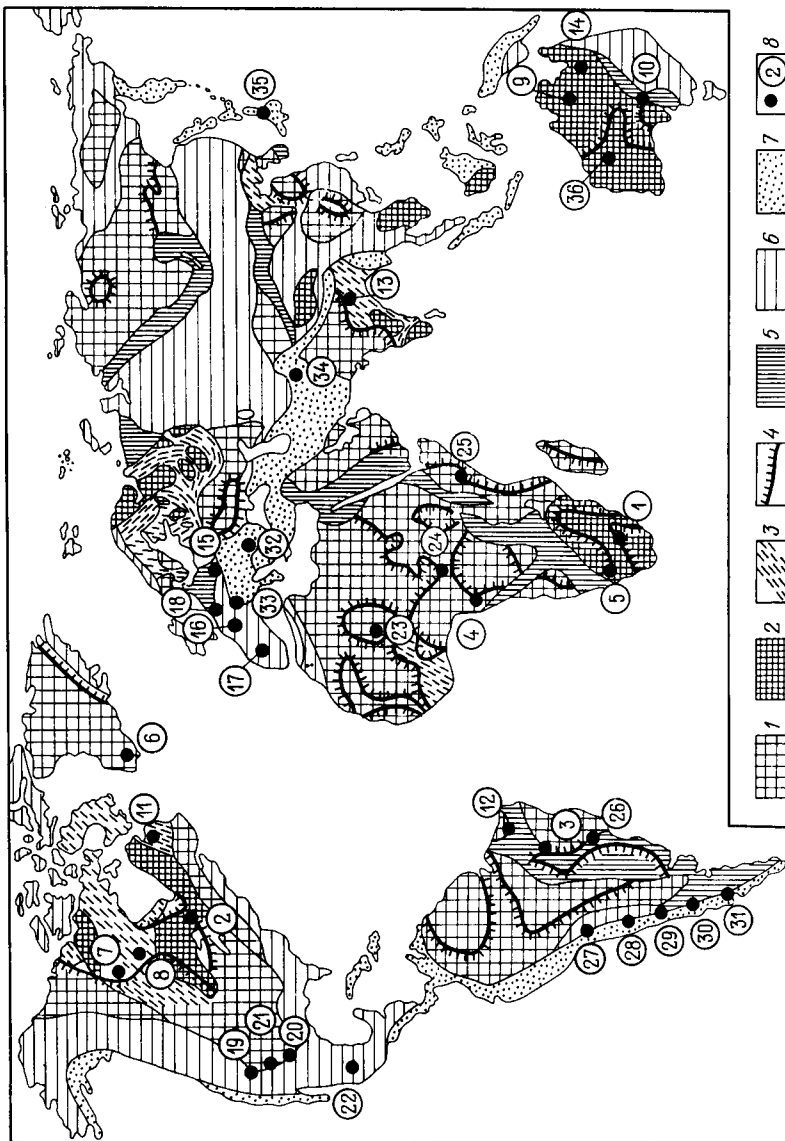
VI. Урановая в биотитовых гнейсах	Докембрийское кристаллическое основание (фундамент)	Согласные зоны дробления с графитом и пиритом	То же	270
VII. Урановая в пиритизированных углеродистых сланцах, алевролитах, песчаниках	Образования нижних структурных ярусов геосинклинального структурного этажа	Секущие жилы и жильные зоны в экзоконтакте посторогенных гранитов	"	270
VIII. Урановая в "эписиенитах"	Батолитоподобные интрузивы гранитоидов	Зоны дробления и метасоматического изменения	"	270–30
IX. Фосфорурановая в натриевых метасоматитах (эйситах)	Образования догеосинклинальных нижних структурных ярусов геосинклинальных формаций. Крылья и апикальные части гранито-гнейсовых купольных структур	Межформационные зоны срывов, зоны повышенной трещиноватости в полях развития гипабиссальных интрузий и дайковых комплексов орогенного периода	"	360–340
X. Молибден-урановая в березитах	Образования средних и верхних ярусов геосинклинальных формаций, депрессий вулкани-	Разломы и зоны повышенной трещиноватости в породах геосинклинальных комплексов, субвулка-	"	360–340

Продолжение табл. 5 .

Формация	Геотектоническая позиция рудных полей	Факторы, контролирующие пространственное положение месторождений	Генезис месторождений	Возраст руд, млн. лет
XI. Флюорит-урановая в аргиллизитах	ческого происхождения Вулкано-тектонические впадины, образовавшиеся в процессе мезозойской активизации консолидированных складчатых областей	нических аппаратах и их ближайших экзоконтактах, в сложных покровах палеозойских вулканических депрессий Секущие нарушения на продолжении скрытых разломов, линейные штокверки, зоны межформационных срывов	Гидротермальный	140–130
XII. Урановая в "черных" станцах	Области развития "черных" углеродисто-кремнистых станцев, обогащенных ураном, претерпевшие интенсивные складчатые и разрывные дислокации, с площадными и линейными корами выветривания	Зоны повышенной водопроницаемости в гетерогенном разрезе пород и нижняя граница древней зоны окисления	Полигенный	270–90
<i>В. Формации чехла древних и молодых платформ</i>				
XIII. Битумно-урановая в терригенных и карбонатных породах	Крылья антиклинальных структур, сводовых поднятий, системы наложенных депрессий на сопряжении со складчатыми областями	Горизонты терригенных и карбонатных пород с хорошей и малой проницаемостью, насыщенные природными восстановителями — органическими остатками растительного происхождения, сульфидами	Гидрогенный	115–60

Продолжение табл. 5

Формация	Геотектоническая позиция рудных полей	Факторы, контролирующие пространственное положение месторождений	Генезис месторождений	Возраст руд, млн. лет
XIV. Селен-ванадий-урановая в песчаниках	То же	Зоны пластового окисления в водопроницаемых слаболифитизированных разновидностях пород, чередующихся с водоупорными горизонтами:	Гидрогенный	До 30
XV. Урановая в угленосных толщах	Краевые, межгорные прогибы и платформенные депрессии	Чередование углей и угленосных отложений с горизонтами водопроницаемых пород	То же	130–25
XVI. Урановая в песчаниках, обогащенных органическим веществом	Базальные горизонты меловых межгорных депрессий в областях сочленения зон глубинных разломов	Горизонтально или полого залегающие пласты водоносных песчаников, обогащенные органическим веществом, осложненные разломами и зонами трещиноватости	Полигенный	90–25
XVII. Фосфор-редкоземельно-урановая в глинах с костными остатками ископаемых рыб	Окраины молодых платформ – краевых частей мелководных палеобассейнов	Горизонты глин с костным детритом	Осадочно-сингенетический	До 20
XVIII. Ванадий-урановая в калькрегах	Стабильные блоки земной коры, лишенные мощного осадочного чехла с хорошо развитыми площадными латеритными корами выветривания в районах с аридным климатом	Палеорусла с калькрегами в аллювиальных четвертичных отложениях. Длительно действующие потоки грунтовых вод от древних латеритных кор выветривания к руслу долины	Инфильтрационный	До 10



Предполагают, что на самых ранних этапах эволюции Земли на ее поверхности существовал ландшафт, подобный лунному. Древнейшие породы материковой земной коры имеют возраст около 3,8–3,6 млрд. лет, а породы базальтового слоя и мантии – более 4 млрд. лет. Возраст Земли оценивается в настоящее время по астрономическим и геохронологическим данным в 4,5–5 млрд. лет. В истории ее развития М.В. Муратов выделяет пять крупнейших этапов. В.И. Казанским, Н.П. Лаверовым и А.И. Тугариновым каждый этап геологической эволюции характеризуется присущими ему особенностями и определяет условия образования, закономерности пространственного размещения и структурно-морфологические типы урановых месторождений. Эти особенности положены в основу вышеприведенной классификации урановых месторождений.

Первый этап развития Земли охватывает время ее начального существования до образования земной коры (4,5–4,0 млрд. лет), когда наша планета представляла собой светящееся тело.

Второй этап (4,0–3,5 млрд. лет) связан с образованием базальтовой земной коры. Этот период отличался интенсивным развитием вулка-

Рис. 7. Основные структурные элементы материков и положение в них урановых месторождений. По М.В. Муратову с дополнениями автора:

1 – фундамент древних платформ нерасчлененный; 2 – архейские массивы в составе фундамента; 3 – раннепротерозойские складчатые системы в составе фундамента; 4 – границы щитов и плит; 5 – позднепротерозойские складчатые области малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации; 6 – площади больших геосинклинальных складчатых поясов, превратившихся в молодые платформы; 7 – части больших геосинклинальных складчатых поясов, сохранившие подвижность и являющиеся кайнозойскими и современными геосинклинальными складчатыми областями; 8 – урановорудные формации, рудные районы, поля и месторождения.

Формации древних платформ и щитов: 1–4 – месторождения в древних конгломератах: 1 – Витватерсранд, 2 – Блайнд-Ривер, 3 – Сьера-де-Жакобина, 4 – Франсвилльский рудный район; 5–7 – месторождения в кварц-калциевых и ультращелочных породах: 5 – Рос-синг, 6 – Иллимаусак, 7 – Шарлебуа; 8–10 – месторождения "несогласия": 8 – района Атабаска, 9 – района Пайн-Крик, 10 – Роксби-Даунс (Олимпик-Дам); 11–13 – месторождения в альбитах: 11 – Мичелин, 12 – Итата, Эспиньярас, 13 – Джадугуда; 14 – редкоземельно-урановое скарновое месторождение Мэри-Кэтлин.

Формации геосинклинально-складчатых поясов и срединных массивов: 15 – Чешского массива, 16 – Центрального Французского и Армориканского массивов, 17 – Иберийского массива; 18 – ураноносный район Шварцвальда.

Формации чехла древних и молодых платформ: 19 – бассейн Вайоминг, 20–21 – плато Колорадо: 20 – Ураванский пояс, 21 – пояс Грантс; 22 – пояс Техасской равнины; 23–25 – районы: 23 – Агадес, 24 – Бакума, 25 – Мудуг; 26 – бассейн Параны; 27–31 – районы Восточно-Андийской провинции: 27 – межгорные впадины Субандийских хребтов, 28 – Сьерра-Пампа, 29 – Предкордильеры, 30 – Предандийский бассейн, 31 – Внеандийская Патагония; 32–33 – провинции Средиземноморского пояса: 32 – Добруджи, Карпаты, 33 – Альпы и юг Италии; 34 – провинции обрамления Индийского щита; 35 – район о-ва Хонсю; 36 – Йиллирри

нической деятельности. А.П. Павлов еще в 1922 г. назвал эту стадию развития "лунной".

Поверхность Земли с огромным количеством вулканических конусов, кратеров взрыва, больших лавовых полей напоминала современную лунную. В составе земной коры преобладали изверженные породы основного и ультраосновного состава – базальты, габбро и т.д. Атмосфера этого периода состояла из газообразных продуктов вулканической деятельности – водяных паров, метана, углекислоты, аммиака, азота, водорода с примесью инертных газов (He, Ar, Xe, Kr) и кислых вулканических дымов – HCl , HF , H_2BO_3 , H_2S и др.

Геологические условия двух ранних этапов развития Земли были неблагоприятны для появления повышенных концентраций урана, урановых месторождений, относящихся к этим периодам, не известно.

На третьем этапе (3,8–1,6 млрд. лет) развития земной коры происходило образование фундамента древних платформ, т.е. самой древней гранитно-метаморфической коры. В это время формируются наиболее древние протоконтиненты – архейские кратоны с полями гранитогнейсов и зеленокаменными поясами, протогеосинклинальные складчатые пояса, крупные эпикратонные впадины, заполненные слабометаморфизованными толщами молассоидных, пролювиальных, аллювиальных и дельтовых фаций, появляются области протоактивизации.

Урановые месторождения распространены во всех этих геотектонических элементах гранитно-метаморфической коры и объединяются в единую группу – формации древних платформ и щитов.

Со становлением архейских кратонов связываются первые проявления уранового процесса – уран в виде тонкорассеянной вкрапленности уранинита накапливается в гранитогнейсовых куполах. Возраст наиболее древних урановых минералов определяется в 2,8 млрд. лет. Рассеянные урановые минералы в гранитогнейсах могли быть потенциальным источником для последующего формирования урановых месторождений, но самостоятельного промышленного интереса в коренном залегании не представляют.

Первые, наиболее древние, промышленные месторождения урановых руд образуются в эпикратонных и краевых прогибах, выполненных слабометаморфизованными континентальными отложениями. Уран концентрируется в горизонтах базальных конгломератов в основании протоплатформенного чехла, сложенного чередующимися конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами и кварцитами протерозоя. Урановые минералы представлены уранинитом, браннеритом и тухолитом, иногда в ассоциации с золотом. Месторождения этого типа выделяются как *урановая и золото-урановая формация в древних конгломератах*. Генезис их определяется как осадочно-мета-

морфогенный (метаморфизованные россыпи), а время образования – 2700–2200 млн.лет.

Второй период формирования промышленных скоплений урана связан с развитием процессов протоактивизации фундамента древних платформ вдоль зон долгоживущих разломов глубинного заложения. Эти процессы выражались в неоднократной гранитизации и метаморфизме, сопровождавшихся обогащением новообразованных анатектических гранитов щелочами (преимущественно калием) и ураном, внедрением даек пегматитов и аплитов. Процесс протоактивизации заканчивается интенсивным проявлением натрового метасоматоза, в результате чего вдоль отдельных разломов возникали зоны альбитизированных пород (альбититов). Урановорудные тела пространственно тяготеют к этим зонам. Среди урановых минералов главную роль играют уранотитанаты, настуран, уранинит, коффинит и др. Их модельный возраст 1800–1700 млн. лет. Подобные месторождения выделены как *формация урановых руд в альбититах*.

В отдельных регионах процессы протактивизации выражались активным развитием магматизма преимущественно калиевой специализации с формированием послыйных тел аляскитов, сиенитов, даек пегматитов, состоящих в основном из кварца и калиевого полевого шпата. Породы обогащены апатитом, цирконом, монацитом и урановыми минералами в виде тонкорассеянной вкрапленности уранинита и бетафита. Подобные комплексы щелочных пород, содержащих повышенные количества урана, известны в южной части Канадского щита и других регионах, но промышленное значение имеет только одно месторождение – Россинг в Намибии, которое описано в литературе как месторождение порфириновых руд в аляскитах и относится к *формации урановых руд в кварц-калишпатовых породах*. Модельный возраст урановых руд – 600–500 млн.лет.

Благоприятные условия для образования крупных промышленных скоплений урановых руд сложились в пределах протогеосинклинальных эпикратонных поясов древних платформ в протерозое. Во многих регионах формируются крупные зоны "несогласия", характеризующие переход от геосинклинального к платформенному режиму развития. Зоны "несогласия" проявляются в виде мощных площадных кор выветривания, перекрытых горизонтально залегающими породами верхнепротерозойского платформенного чехла. Они контролируют пространственное положение урановых месторождений крупных урановорудных провинций в пределах Австралийского и Канадского щитов, выделяющихся как *месторождения "несогласия"*, или урановые месторождения комплексных руд в магнезиальных метасоматитах. Формирование этих месторождений сложное полигенное и полихронное. Возникновение крупных промышленных концентраций

урановых руд predetermined рядом благоприятных факторов в истории геологического развития этих регионов:

1) накоплением повышенных концентраций урана в углеродисто-кремнистых сланцах протогеосинклиналей;

2) перераспределением урана в связи с образованием древних кор выветривания и концентрацией его в зоне цементации;

3) неоднократной магматической активизацией в послеплатформенный период развития, приводившей к формированию даек диабазов и долеритов, пересекающих породы платформенного чехла; этот процесс проявился в интенсивной хлоритизации пород вдоль зон повышенной трещиноватости и, возможно, переотложении новых порций урана под зонами "несогласия", выполнявшим в данной обстановке роль экранирующей поверхности.

Многоэтапность уранового рудообразования отразилась на различиях в модельном возрасте урановых руд, изменяющемся от 1800 до 800 млн. лет. Руды комплексные, кроме урана промышленное значение имеют золото и никель.

Наиболее поздними по времени образования являются месторождения, не связанные непосредственно с геологической историей становления древних платформ и приуроченные к областям мезозойской тектоно-магматической активизации. Месторождения локализируются в крупных тектонических зонах древнего протерозойского заложения, претерпевших неоднократные подновления и унаследовавших структурную обстановку, характерную для фундамента щитов и платформ. Тектоно-магматическая активизация проявлялась внедрением вдоль зон древнего заложения вулкано-интрузивных комплексов щелочных пород в виде даек сиенитов, порфиров, грорудитов. Заканчивался процесс интенсивным калиевым метасоматозом вдоль зон брекчирования и милонитизации и формированием урановых руд. Калиевые метасоматиты сложены адуляром, кварцем, пиритом и карбонатами, а в составе урановых руд главную роль играет браннерит. Подобные месторождения объединяются в *золото-урановую формацию в калиевых метасоматитах (гумбеитах)*. Время их формирования 150–140 млн. лет.

К четвертому этапу эволюции земной коры относится развитие геосинклинально-складчатых поясов между древними платформами и образование гранитной коры. Этот этап охватывает 1400 млн. лет (1600–240 млн. лет) и заканчивается формированием складчатого основания молодых платформ. Складчатые пояса – это зоны высокой подвижности, большой мощности отложений, повышенной проницаемости земной коры.

Важнейшими геотектоническими элементами складчатых областей являются срединные массивы. По определению А.Л. Яншина, это

устойчивые участки земной коры, которые сохранили платформенный или близкий к платформенному характер развития, когда вокруг них формировались геосинклинали, т.е. остатки той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальная прогибы данной складчатой области. Им присущи своеобразные особенности геологического развития и металлогении. Это позволило многим исследователям выделять срединные массивы в качестве самостоятельных структурных элементов земной коры, сопоставимых с платформами и геосинклиналями.

Срединные массивы представляют собой наиболее благоприятные геологические сооружения для возникновения урановых месторождений и к ним приурочены крупные урановорудные провинции.

Накопление повышенных концентраций урана в различных комплексах пород отмечается на всех этапах развития геосинклиналей – в палеозойских углеродисто-кремнистых сланцах, фосфоритах, гранитоидах. Однако урановые месторождения возникают только на завершающем орогенном этапе эволюции геосинклиналей в связи с активным проявлением гранитоидных пород, завершающих развитие магматизма (дайки, малые интрузии, субвулканические интрузии, экструзии кислого и щелочного состава).

Продукты кислого вулканизма в совокупности с красно- и пестроцветными молассами создают характерные послегеосинклинальные орогенные формации, к которым приурочены урановорудные месторождения.

К завершающим орогенным этапам развития каледонского и варисского тектоно-магматических циклов в срединных массивах Урало-Монгольского геосинклинально-складчатого пояса относится образование месторождений *фосфор-урановой и молибден-урановой формаций в натровых метасоматитах (эйситах) и березитах*. Месторождения залегают в породах геосинклинального этажа, сложных покровах вулканических депрессий, субвулканических интрузивах, вулканических аппаратах и их ближайших экзоконтактах. Формирование большинства месторождений происходило в завершающий этап развития каледонского тектоно-магматического цикла (360–340 млн. лет) и частично варисского (240 млн.лет).

В срединных массивах Средиземноморского складчатого пояса становление наиболее важных промышленных типов урановых месторождений связано с активным проявлением гидротермального процесса на завершающих этапах варисского тектоно-магматического цикла (270–260 млн.лет). Пространственное положение основных урановорудных районов определяется местами пересечения крупных зон глубинных разломов. Гидротермальные урановые месторождения срединных массивов выделены как три урановые формации:

в биотитовых гнейсах докембрийского кристаллического фундамента;

в пиритизированных углистых сланцах, алевролитах и песчаниках геосинклинального структурного этажа;

в альбитизированных гранитоидах.

Месторождения выделенных формаций близки по минеральному составу руд и времени их образования, но отличаются положением в стратиграфическом разрезе, что отразилось в структурно-морфологических особенностях рудных тел.

В породах фундамента урановые месторождения локализованы в крупных тектонических зонах с графитом и пиритом, ориентированных согласно с простираем биотитовых парагнейсов. В породах геосинклинального структурного этажа месторождения представлены системами сближенных жил, пересекающих слоистые толщи вмещающих пород, установлена четкая приуроченность урановых месторождений к зонам экзоконтактов поздневарисских гранитов. Месторождения третьей группы развиты только во внутренней части массивов гранитидов и их запасы часто находятся в прямой зависимости от размеров этих массивов.

На всех урановых месторождениях срединных массивов проявились процессы более поздней, альпийской активизации. При этом происходило перераспределение урана с образованием более молодых урановорудных комплексов. Урановые минералы – коффинит и настуран – ассоциируют с арсенидами никеля и кобальта, селенидами свинца и меди, минералами серебра, цеолитами и др. Наиболее интенсивная активизация гидротермальной деятельности фиксируется на рубеже 180–140 млн. лет.

Своеобразные месторождения в урансодержащих "черных" углеродисто-кремнистых сланцах сформировались в палеозойских складчатых поясах в обрамлении срединных массивов. Несмотря на широкое региональное распространение "черных" сланцев, промышленные урановые месторождения в них известны лишь в отдельных районах при благоприятном сочетании различных геологических факторов. Месторождения подобного типа выделяются как полигенные и полихронные. Первичное накопление урана, ванадия, молибдена, свинца и других элементов в "черных" сланцах происходило в процессе образования этих пород. В результате наложения более поздних процессов метаморфизма, гидротермальной деятельности, развития площадных и линейных кор выветривания происходило перераспределение урана с возникновением крупных скоплений промышленных руд. Месторождения этого типа объединены в *форму урановых руд в "черных сланцах"*. Модельный возраст урановых руд нестабилен, изменяется от 270 до 90 млн. лет.

Мезозойская тектоно-магматическая активизация наиболее ярко проявилась в пределах срединных массивов, сформировавшихся после завершения байкальской складчатости, с нею связано становление месторождений, выделенных как *формация флюорит-урановых руд в аргиллизитах*. Пространственное положение рудных полей определяется местами пересечения крупных долгоживущих разломов древнего заложения, представляющими собой наиболее проницаемые участки земной коры. Тектоно-магматическая активизация выразилась в обновлении этих разломов, по ним в верхние части земной коры поступали мощные тепловые потоки, флюиды и магмы основного состава. Под их влиянием вблизи разломов формировались внутри-коровые магматические очаги – источники магм среднего и кислого состава. В результате магматической деятельности над магматическими очагами возникали прогибы, кальдеры проседания, выполненные продуктами вулканической деятельности – чередующимися лавовыми покровами основного и кислого состава. Вулкано-тектонический процесс сопровождался активной тектонической проработкой всех пород.

В стратиграфическом разрезе урановорудных районов выделяются два четко выраженных структурных этажа – *фундамент*, сложенный палеозойскими гранитами, диоритами с ксенолитами метаморфических пород и известняков, и *покров осадочно-эффузивного комплекса* пород.

Тектоно-магматическая активизация завершалась гидротермальным процессом, который проявился в интенсивном изменении вмещающих пород (аргиллизация и альбитизация) и накоплении урановых руд в ассоциации с молибденитом и флюоритом. Промышленные скопления подобных руд известны как в эффузивно-осадочных породах покрова, так и в породах фундамента. Время становления месторождений данной урановорудной формации – 140–130 млн.лет.

К пятому этапу эволюции земной коры относится образование современной континентально-океанической коры и развитие эпиплатформенного орогенеза (240–0 млн.лет). С ним связано появление выше описанных месторождений древних платформ и складчатых областей, что определялось развитием процессов тектоно-магматической активизации. Но основные запасы промышленных урановых руд в этот период эволюции земной коры формировались в породах чехла древних и молодых платформ. В них сосредоточено около 30% всех разведанных запасов урана капиталистических и развивающихся стран. Месторождения данных формаций известны на всех континентах земного шара. Только в США насчитывается несколько тысяч таких месторождений и рудопроявлений.

Месторождения урана чехла древних и молодых платформ в

иностранной литературе выделяются под названием месторождений "песчаникового" и "приповерхностного" типов. В советской литературе многие исследователи объединяют их в большую группу "гидрогенных". Значительное количество месторождений, разнообразие геологического положения обуславливают необходимость классификации этих объектов. С учетом состава вмещающих пород и руд различают шесть формаций урановых месторождений чехла древних и молодых платформ:

- 1) селен-ванадий-урановая в песчаниках;
- 2) битумно-урановая в терригенных и карбонатных породах;
- 3) урановая в угленосных толщах;
- 4) урановая в песчаниках, локально обогащенных органическим веществом;
- 5) фосфор-редкоземельно-урановая в глинах с костными остатками ископаемых рыб;
- 6) ванадий-урановая в калькретах.

Из всех перечисленных формационных типов месторождений наибольшее практическое значение имеют селен-ванадий-урановые в песчаниках, а наименьшее – угольно-урановые.

Формирование урановых месторождений в породах платформенного чехла связано прежде всего с условиями миграции урана в зоне гипергенеза в зависимости от геохимической обстановки вмещающей среды. По сравнению с эндогенными месторождениями урана условия образования и закономерности пространственного размещения рассматриваемых месторождений предопределяются специфическими геологическими факторами.

Все месторождения располагаются в депрессионных зонах земной коры, в большинстве случаев претерпевших тектоно-магматическую активизацию. В них широко распространены молассовые и молассоидные формации двух типов – сероцветные, обогащенные органическим веществом, и красноцветные терригенные. Осадочные образования континентального и прибрежно-морского происхождения часто ассоциируют с проявлениями наземного вулканизма, их формирование сопровождалось блоковыми тектоническими движениями. Урановое оруденение приурочено к горизонтам водопроницаемых пролювиальных, аллювиальных и прибрежно-морских отложений, локально обогащенных углефицированными остатками растений или битуминозным органическим веществом.

Депрессии, не затронутые процессами активизации, представляют собой аллювиально-озерные равнины кайнозойского возраста в пределах древних щитов. Ураноносными здесь являются угленосные лимнические формации гумидных областей и континентально-карбонатные комплексы аридных областей (калькреты). В прибрежно-мор-

ских глинистых отложениях, обогащенных костным детритусом и углефицированными растительными остатками, локализованы сингенетичные урановые месторождения фосфор-редкоземельно-урановой формации.

На положение уранового оруденения оказывают воздействие строение и состав вмещающих пород, их генетический тип. Выделяют две основные группы пород – морские и континентальные, а внутри них – отдельные фациальные разновидности, такие, как аллювиальные, озерные, лагунные, прибрежно-морские и т.д. Литолого-фациальный состав осадочных пород указывает на палеогеографические условия седиментации и последующие их изменения. По набору типоморфных минералов и концентрации органического вещества различают геохимические фации осадочных пород – восстановительные, переходные и окислительные.

Важной особенностью строения толщ осадочного чехла является контрастность изменения их литолого-фациального состава и геохимической специализации. Благоприятное сочетание водоносных и водупорных горизонтов, положение границ пород с различной восстановительной емкостью обуславливают пространственное размещение рудных залежей.

Формирование урановых месторождений платформенного чехла во многом зависит от гидрогеологических условий. Процессы растворения, миграции и осаждения урана определяются геохимическим типом подземных вод.

Большинство из 12 выделенных геохимических типов подземных вод (см. табл. 4) благоприятны для миграции урана. К главным компонентам, создающим благоприятную для миграции урана окислительную обстановку, относятся растворенные в воде кислород, сульфаты и сульфатпродуцирующие бактерии. Веществами, формирующими восстановительную среду, являются биогенные сероводород и водород. Они появляются вблизи скоплений органического вещества при его анаэробном окислении. В зависимости от химического состава вмещающих пород подземные воды, проникающие в них, вызывают различные типы эпигенетических изменений: вторичная восстановительная зональность развивается в красноцветных толщах, зоны пластического окисления – в сероцветных породах. Именно эти геохимические барьеры часто контролируют пространственное положение рудных залежей, определяют их форму и размеры.

Накопление урана в депрессионных структурах материков путем его концентрации из подземных вод на восстановительных барьерах характеризует эволюцию урана на заключительном – пятом этапе геологического развития земной коры.

Анализ пространственного размещения урановорудных полей и

месторождений в пределах различных геотектонических блоков земной коры позволил выявить ряд присущих всем им закономерностей.

Наиболее общей региональной особенностью размещения крупных урановых месторождений является их локализация в урановорудных районах и провинциях, часто образующих в совокупности протяженные урановые пояса. Урановорудные металлогенические пояса хорошо проявлены в пределах Северо-Американской и Австралийской древних платформ, в геосинклинально-складчатых областях. Они объединяют месторождения, различающиеся по генезису и времени образования. Так, в пределах Канадского уранового пояса известны древние ураноносные конгломераты, ураноносные пегматиты, жильные гидротермальные месторождения и месторождения "зон несогласия". Он протягивается в западно-юго-западной краевой части Канадского щита.

Австралийский урановый пояс прослеживается в субмеридиональном направлении через весь континент и включает крупнейшие месторождения урана различного возраста (от раннего протерозоя до рифея) и генезиса: месторождения "зон несогласия", а также скарновые и жильные гидротермальные. Все они находятся в краевых зонах складчатых поясов, примыкающих к жестким массивам основания.

В Американском сегменте Тихоокеанского пояса локализуются крупнейшие экзогенные месторождения урана мезо-кайнозойского возраста. Они образуют протяженный Трансамериканский урановый металлогенический пояс, объединяющий не менее пяти крупных урановых провинций и 25 урановорудных районов. Выделяются и другие урановорудные пояса. В пределах поясов основные урановорудные районы тяготеют к пограничным зонам жестких массивов — выступам основания, имеющим мощную гранитную кору.

Крупные урановые месторождения формируются в провинциях, где развиты комплексы горных пород, изначально обогащенные ураном: древние граниты, гнейсовые купола, гранитные формации фанерозоя, черные углеродисто-кремнистые сланцы, фосфатные породы. Так, наиболее древние ураноносные конгломераты Южной Африки локализуются в отложениях раннепротерозойского платформенного чехла, примыкающих к выступам фундамента, сложенного гранитами с повышенными содержаниями тонкорассеянного уранинита. В урановорудных провинциях месторождений "несогласия" Австралии и Канады на более ранних стадиях образуются рассеянные повышенные концентрации урана в черных сланцах и древних гранитах фундамента. Экзогенные урановые месторождения в песчаниках Центрального Французского и Чешского срединных массивов залегают

во впадинах, в фундаменте которых известны гранитоиды с повышенным содержанием урана и гидротермальные месторождения урана.

В процессе эволюции земной коры изменялись условия формирования месторождений. Анализ истории геологического развития земной коры, процессов наложения и перераспределения урана позволяет выделить следующие основные эпохи рудообразования, с которыми связано становление главных промышленных месторождений урана:

- 1) раннепротерозойская (2700–2500 млн. лет) – древние золото-урановые россыпи;
- 2) рифейская (1800–1700; 1200–700 млн. лет) – ураноносные альбититы в зонах глубинных разломов, месторождения "несогласия";
- 3) вендская (800–500 млн.лет) – месторождения "порфировых" руд в апогранитах и щелочных массивах;
- 4) среднепалеозойская (350–340 млн.лет) – гидротермальные месторождения уран-молибден-фосфорных руд;
- 5) позднепалеозойская (280–260 млн.лет) – гидротермальные месторождения жильного типа с кварцем, карбонатом, флюоритом;
- 6) мезозойская и кайнозойская (140 – 90 и менее 30 млн.лет) – экзогенные месторождения в платформенном чехле.

3.2. ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ И СОРТА РУД

Важным показателем промышленной оценки всех месторождений, в том числе и урановых, является технологическая характеристика качества руд. Она определяется не только содержанием урана, но и минеральным составом, размерами и формой выделения минералов и их спутников, текстурами руд, их физическими свойствами (такими, как твердость, хрупкость, радиоактивность, плотность, магнитная восприимчивость, электропроводность, влажность и т.п.). При оценке руд изучается возможность использования различных видов их обогащения: радиометрического, механического, гравитационного, флотации, магнитной сепарации и др.

Очень важное значение при оценке технологических свойств руд имеет их химический состав, обуславливающий выбор способа гидро-металлургической переработки.

Основной показатель качества руд – содержание в них урана. По его содержанию (в %) выделяют пять сортов руд: очень богатые (> 1); богатые (1–0,5); средние (0,5–0,25); рядовые (0,25–0,1); бедные ($< 0,1$).

В мировой практике в настоящее время считают экономически рентабельной отработку собственно урановых месторождений со значительными запасами руды при содержании урана не ниже 0,05–0,07 %. В комплексных месторождениях, где возможно попутное извлечение золота, молибдена, фосфора или других компонентов,

Таблица 6.

Типы комплексных урановых руд и их минеральный состав. По П.В. Прибыткову

Типы руд по ассоциации компонентов	Минералы	
	урановые	сопутствующие рудные
Золото-урановые	Уранинит, настуран	Золото
Уран-железные	"	Гематит, магнетит
Уран-медные	Настуран, урановые черни	Халькопирит, борнит, халькозин
Уран-молибденовые	"	Молибденит, повеллит, вульфенит
Уран-медно-молибденовые	Уранинит, настуран	Халькопирит, молибденит
Уран-полиметаллические	Настуран, урановые черни	Галенит, сфалерит
Уран-медно-висмут-овые	"	Висмутин, самородный висмут
Уран-медно-кобальтовые	Настуран, уранинит	Халькопирит, борнит, халькозин, самородная медь
Уран-никель-кобальт-серебро-висмут-овые	Настуран, урановые черни	Диарсениды и сульф-арсениды никеля, кобальта, серебра, висмута, самородные висмут и серебро
Уран-никель-кобальтовые	Настуран	Миллерит, кобальтин, полидимит

нижняя граница промышленного содержания может снижаться до 0,01–0,03 %. Руды с такими содержаниями относятся к классу убогих. Их отработка на некоторых месторождениях становится целесообразной и за счет использования прогрессивных геотехнологических методов (подземного выщелачивания, скважинной гидродобычи и др.).

При оценке технологических свойств урановых руд обязательно должны учитываться концентрации других полезных компонентов, форма их нахождения и возможности попутной добычи. Разработана классификация промышленных комплексных урановых руд по минеральным ассоциациям полезных компонентов и формам нахождения урана в рудах (табл. 6).

Очень важно при оценке руд учитывать их минеральный состав. В природе известно большое число собственно урановых минералов и урансодержащих минералов тория, циркония, редких земель (табл. 7).

Выделенные группы урановых и урансодержащих минералов различаются по технологическим свойствам. Наиболее легко уран

Таблица 7.

Урановые и урансодержащие минералы и вещества. По Н.И. Егорову Н.И. Егорову

Минерал	Формула	Сингония	Содержание урана, %
<u>Главнейшие минералы урана</u>			
<i>Оксиды</i>			
Уранинит	$k(\text{Th, TR, UO}_2) \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$	Кубическая	До 92
Настуран (урановая смолка)	$k\text{UO}_2 \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$	"	До 90
Урановая чернь	$\text{UO}_{2,70-2,93}$	Аморфная	До 60
<i>Гидроксиды</i>			
Янтинит	$[\text{UO}_2(\text{OH})_2]$	Ромбическая	85
Беккерелит	$6 [\text{UO}_2(\text{OH})_2] \text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	80
Скупит	$8 [\text{UO}_2(\text{OH})_2] \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$	"	85
Бильситит	$6 [\text{UO}_2(\text{OH})_2 \text{Ba}(\text{OH})_2] \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$	"	80
Ванденбрандеит	$[\text{UO}_2(\text{OH})_2] \text{Cu}(\text{OH})_2$	"	76
Кюрит	$3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	74
<i>Титанаты</i>			
Браннерит	$(\text{U, Ca, Th, Y}) [(\text{Ti, Fe})_2 \text{O}_6]$	Моноклинная	28–44
Давидит	$(\text{Fe, U}) \text{TiO}_3 (?)$	Тригональная	20
<i>Силикаты</i>			
Уранофан	$\text{CaH}_2 [\text{UO}_2(\text{SiO}_4)] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Моноклинная	67
β-Уранофан	$\text{CaH}_2 [\text{UO}_2(\text{SiO}_4)]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	"	67
Склодовскит	$\text{MgH}_2 [\text{UO}_2(\text{SiO}_4)]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	"	68
Казолит	$\text{Pb}_2 [\text{UO}_2(\text{SiO}_4)]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	"	48
Соддиит	$(\text{UO}_2)_{15}^{2+} [(\text{OH})_2 \text{Si}_6 \text{O}_{17}] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая	85
Коффинит	$\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$	Тетрагональная	68
Ненадкевит	$(\text{U}^{4+}, \text{Y, Ce, Th}) \text{U}^{6+} x$ $x (\text{Ca, Pb, Mg})(\text{SiO}_4)_2 x$ $x (\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	"	До 60
<i>Карбонаты и сульфаты</i>			
Резерфордин	$\text{UO}_2 \text{CO}_3$	Ромбическая	87
Ураноталлит	$\text{Ca}_2 [(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)]_3 \cdot (8-9)\text{H}_2\text{O}$	"	37
Шарпит	$(\text{UO}_2 \cdot \text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	60
Шрекингерит	$\text{NaCa}_3 (\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 (\text{SO}_4) x$ $x \text{F} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Гексагональная	31

Продолжение табл. 7

Минерал	Формула	Сингония	Содержание урана, %
Циппеит	$[6\text{UO}_2 3(\text{OH})_2 3\text{SO}_4] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Моноклинная	73
Уранопилит	$[6\text{UO}_2 5(\text{OH})_2 \text{SO}_4] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Триклинная	80
Иоганнит	$\text{Ca} [\text{UO}_2 \cdot \text{PO}_4]_2 \cdot (10-12) \text{ x}$	"	61
<i>Фосфаты</i>			
<u>Отенит</u>	$\text{Ca} [\text{UO}_5 \cdot \text{PO}_4]_2 \cdot (10-12) \text{ x}$ $\text{x H}_2\text{O}$	Тетрагональ- ная	60
Фосфуранилит	$(\text{UO}_2)_3 (\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Моноклинная	75
<u>Торбернит</u>	$\text{Cu} [\text{UO}_2 \text{PO}_4]_2 \cdot (8-12) \text{H}_2\text{O}$	Тетрагональ- ная	61
Салейт	$\text{Mg} [\text{UO}_2 \text{PO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Псевдотетра- гональная	63
Ураноцирцит	$\text{Ba} [\text{UO}_2 \text{PO}_4]_2 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	57
<i>Арсенаты</i>			
Ураноспинит	$\text{Ca} [\text{UO}_2 \text{AsO}_4]_2 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$	"	57
Трегерит	$(\text{UO}_2)_3 (\text{AsO}_4)_2 \cdot 12 \text{H}_2\text{O}$	"	65
Цейнерит	$\text{Cu} [\text{UO}_2 \text{AsO}_4]_2 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$	"	56
Новачекит	$\text{Mg} [\text{UO}_2 \text{AsO}_4] \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$	"	60
<i>Ванадаты</i>			
Ферганит	$(\text{UO}_2)_2 [\text{VO}_4]_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$	Ромбическая	69
Тюямунит	$\text{Ca} [(\text{UO}_2)_2 \text{V}_2 \text{O}_8] \cdot (5-8) \text{H}_2\text{O}$	Тетрагональ- ная	57
Карнотит	$\text{K}_2 [(\text{UO}_2)_2 \text{V}_2 \text{O}_8] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Моноклинная	64
Сенжьерит	$\text{Cu}_2 [(\text{OH})_2 (\text{UO}_2)_2 \text{V}_2 \text{O}_8 \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$	"	52
<i>Молибдаты</i>			
Умохоит	$[(\text{UO}_2)\text{MoO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	57
Молуранит	$\text{U}_3 [\text{UO}_2 (\text{OH})_6 (\text{MoO}_4)] \cdot 17 \text{H}_2\text{O}$	Аморфная	42
Иригинит	$\text{U} [\text{OHMoO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Моноклинная	42
<i>Асфальтоподобное вещество</i>			
Тухолит, кар- бур	—	—	До 70 (в золе)

Продолжение табл. 7

Минерал	Формула	Сингония	Содержание урана, %
Урансодержащие минералы Th, Zr и TR			
Торианит	ThO_2	Кубическая	До 40
Торит	ThSiO_4	Тетрагональная	До 1–2
Ураноторит	$(\text{Th}, \text{U})\text{SiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	"	До 17
Торогуммит	$(\text{Th}, \text{U})(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$		До 31
Монацит	$(\text{Ce}, \text{Th}, \text{U})[(\text{PO}_4)(\text{SiO}_4)]$	Моноклинная	1
Ксенотим	$(\text{Y}, \text{U})\text{PO}_4$	Тетрагональная	5
Лопарит	$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{U})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_3$	Кубическая	0,0 <i>n</i>
Фюргюсонит	$(\text{Y}, \text{Fe}, \text{U})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_4$	Тетрагональная	До 10
Гатчеттолит	$(\text{Ca}, \text{U}, \text{Fe} \dots)(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti} \dots)_2\text{O}_6 \cdot (\text{F}, \text{OH}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Кубическая	До 15
Бетафит	$(\text{Ca}, \text{TR}, \text{U})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_3 \times x\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	"	До 25
Самарскит	$4(\text{U}, \text{Fe})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_8$	Моноклинная	До 20
Эвксенит	$(\text{Y}, \text{Ce}, \text{U}, \text{Fe})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6$	Ромбическая	До 20
Менделеевит	$(\text{TR}, \text{Ca}, \text{U}, \text{Fe})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Кубическая	До 30
Пирохлор	$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{U})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_{6-7}(\text{OH}, \text{F})$	"	До 12
Циркон	ZrSiO_4	Тетрагональная	До 1
Циртолит	$(\text{Zr}, \text{U})(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$	"	До 2,5
Вещества, содержащие сорбированный уран			
Гиалит	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	—	До 0, <i>n</i>
Аллофан	$m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$	—	До 0, <i>n</i>
Лимонит	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	—	До 0,0 <i>n</i>
Псиломелан	$m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	—	До 0,0 <i>n</i>
Фосфориты	—	—	До 1
Монтмориллонит и другие минералы глин	—	—	До 0, <i>n</i>
Углеродистые органические вещества	—	—	
Примечание. Наиболее важные урановые минералы подчеркнуты.			

Таблица 8.

Классификация руд по характеру урановой минерализации. По П.В. Прибыткову

Группы руд	Типы руд по урановой минерализации	Методы обогащения	Методы гидрометаллургического передела
Эндогенные (первичные)	Настурановые	Сортировка, гравитация	Выщелачивание слабыми кислотами (с окислителями)
	Уранинитовые	То же	Выщелачивание слабыми (реже крепкими) кислотами (с окислителями)
	Браннеритовые	"	Выщелачивание крепкими кислотами (с окислителями)
	Руды с урансодержащими минералами циркония, ниобия, тантала, титана, тория и редких земель	Гравитация, флотация	Выщелачивание крепкими кислотами (с обжигом или сплавлением)
Экзогенные (вторичные)	Настурановые	Сортировка	Выщелачивание слабыми кислотами
	Коффинитовые	"	То же
	Урано-черниевые	"	То же и карбонатное выщелачивание
	Гидроксидные	Сортировка, гравитация	Выщелачивание слабыми кислотами
	Уранофан-казолитовые	Сортировка	То же и карбонатное выщелачивание
	Отенит-горбернитовые	Сортировка, флотация	То же
	Ураноспинит-цейнеритовые	То же	"
Смешанные	Карнотит-тоямунитовые	"	"
	Настуран-черниевые	Сортировка, гравитация	Выщелачивание слабыми кислотами
	Настуран-гидроксидные	То же	То же
	Настуран-уранофан-казолитовые	Сортировка	"
	Настуран-карнотит-тоямунитовые	"	Выщелачивание слабыми кислотами (с обжигом или сплавлением)

Таблица 9.

Классификация урановых руд по химическому составу. По П.В. Прибыткову

Типы руд (по основ- ным ком- понентам)	Разновиднос- ти	Содержание основных компонен- тов, %	Методы обо- гащения	Методы гидрометал- лургической пере- работки
Силикатные и алюмоси- ликатные	—	>95 (сили- катов и алю- мосиликатов)	—	Выщелачивание разбавленными кис- лотами
Карбонатные	Малокарбо- натные	6 — 12 (карбо- натов)	—	Карбонатное выще- лачивание и выще- лачивание разбавлен- ными кислотами
	Карбонат- ные	12 — 25	Флотация	Карбонатное выще- лачивание
	Высоко- карбонат- ные	>25	То же	То же
Сульфид- ные	Малосуль- фидные	3 — 10 суль- фидов)	Гравита- ция, фло- тация	Выщелачивание разбавленными кислотами
	Сульфидные	10 — 25	То же	То же
	Высоко- сульфидные	>25	»	»
Железо- оксидные	—	Железная руда	—	Выщелачивание разбавленными кислотами (пос- ле плавки)
Фосфатные	Малофосфат- ные	3—10 (P_2O_5)	Гравита- ция, фло- тация	Выщелачивание разбавленными кислотами
	Фосфатные	10 — 20	То же	Выщелачивание крепкими кис- лотами
	Высокофос- фатные	>20	»	То же
Каусто- биолито- вые	Уранонос- ные угли и твердые битумы	—	Гравита- ция	Карбонатное выщелачивание или выщелачи- вание слабыми кислотами (тре- бует обжига)
	Углистые и битуми- нозные сланцы и песчаники	—	Флота- ция, гид- роцикло- нирование	То же

извлекается из собственных минералов – карбонатов и сульфатов, фосфатов, арсенатов, ванадатов и молибдатов. Это, как правило, вторичные минералы зоны гипергенеза, в которых уран присутствует в шестивалентной форме и легко переходит в раствор при обработке слабыми растворами кислот и соды. Хорошо извлекается уран из руд, представленных основными урановыми минералами – настураном и урановыми чернями. Более устойчивыми к процессам выщелачивания являются коффинит и особенно браннерит. Применительно к методам обогащения и гидрометаллургического передела по минеральному составу выделяются три группы руд: эндогенные (первичные), экзогенные (вторичные), смешанные (табл. 8).

Правильный выбор технологических схем обогащения или химической переработки во многом обусловлен размерами минеральных агрегатов и текстурно-структурными особенностями урановых руд. Различают три основных текстурных типа руд.

1. Массивные, пятнистые, прожилковые, полосчатые, брекчиевые, кокардовые, почковидные. Размеры агрегатов урановых минералов изменяются от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Руды сравнительно легко обогащаются на радиометрических сепараторах или гравитационным методом.

2. Тонковкрапленные, сетчатые, петельчатые, прожилково-вкрапленные. Размеры агрегатов урановых минералов – от десятых долей миллиметра до 1 мм. Руды трудно обогащаются механическим способом.

3. Землистые (порошковатые), тонковкрапленные с размерами, выделений урановых минералов 001–0,02 мм и меньше. Такие руды не поддаются механическому обогащению и сразу подвергаются гидрометаллургическому переделу.

Выбор рациональной схемы обогащения урановых руд и последующей гидрометаллургической переработки определяется их химическим составом (табл. 9). Наибольшее влияние на технологические свойства руд оказывают содержание в них карбонатов, сульфидов, фосфатов, оксидов железа и органического вещества. В зависимости от содержания этих компонентов выделяются типы руд: силикатные и алюмосиликатные, карбонатные, сульфидные, железоксидные, фосфатные, каустобиолитовые.

3.3. СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Изучение гидротермальных урановых месторождений показало, что процесс их формирования происходит многократно в связи с неоднократным возобновлением тектонических подвижек, приоткрыванием полостей трещин и поступлением в них или в зоны повышенной

проницаемости новых порций растворов. На разрыв во времени образования минеральных комплексов указывают следующие геологические признаки: пересечения ранних жил или прожилков более поздними; развитие брекчиевых текстур, где обломки ранних минеральных комплексов цементируются более поздними; последовательность выделения минералов в жилах с полосчатым строением в направлении от зальбандов к центру.

Для обозначения длительности периодов минералообразования обычно используют такие понятия, как "этапы", "стадии", "ступени".

Впервые наиболее полное определение этапов и стадий минерализации в эндогенном рудообразовании, понятий о генерациях минералов, парагенетических соотношениях и последовательности формирования минералов дано в работах А.Г. Бетехтина. Учение о парагенезисах минералов применительно к урановым месторождениям получило дальнейшее развитие в работах Ю.М. Дымкова. Им предложена иерархия парагенетических систем, отражающая соотношение понятий, характеризующих прерывистое и непрерывное выделение минералов. Отдельным временным интервалам процесса минералообразования соответствуют различные сообщества минералов:

- минеральные группы;
- минеральные комплексы;
- минеральные ассоциации.

Этапы минералообразования – это периоды, связанные с воздействием определенного магматического источника вещества и разделенные весьма значительными промежутками времени. В каждом тектоно-магматическом цикле выделяются такие этапы, как магматический, пневматолитовый и гидротермальный. Каждому этапу отвечают *минеральные группы*, характеризующие минеральный состав месторождений одного генетического типа или генетически сходных рудных формаций.

Временной разрыв между отдельными этапами минералообразования устанавливается по данным геологического изучения месторождений, результатам определения модельного возраста минералов по составу изотопов, возрастным взаимоотношениям с датированными геологическими объектами.

Стадии минералообразования – это промежутки времени внутри этапа, которым свойственна закономерная последовательность выделения минералов, обусловленная единой эволюцией геохимически индивидуализированных в пределах рудного района минералообразующих растворов. На отдельных стадиях минералообразования возникают *минеральные комплексы*, отличающиеся от других ассоциаций минеральной группы специфическим набором минералов, общностью текстур и структур минеральных агрегатов и единым относительным

возрастом. Смена стадий фиксируется перерывами в процессе минералообразования и сопровождается изменением состава и свойств минералообразующих растворов (изменение минерального состава жил, их пространственной ориентировки, пересечения жил, развитие брекчиевых текстур и т.д.).

Ступени минералообразования – это отрезки времени внутри стадии минерализации, в течение которых формируются *ассоциации минералов*. Ассоциации минералов, отлагавшихся одновременно или последовательно, но с перекрытием по времени, рассматриваются как "парагенетические ассоциации" или "минеральные сингенерации" (синхронно образованные минералы). Синхронность их выделения устанавливается по признакам одновременного роста и отложения минералов. Парагенезис минералов – явление закономерного сонахождения одновременно или последовательно образующихся минералов, слагающих геологические объекты, минеральные тела или их пространственно, структурно и минералогически индивидуализированные составные части. Учение о парагенезисе минералов – неотъемлемая составная часть генетической минералогии.

Контрольные вопросы и задания

1. Каковы требования к классификации месторождений? Расскажите о принципах выделения и целевом назначении генетических и промышленных типов месторождений.

2. Что такое формация рудных месторождений? Как проводится формационная группировка урановых месторождений на геотектонической основе?

3. Как проявляется эволюция урана на различных этапах развития земной коры?

4. Назовите основные геотектонические единицы фундамента платформ, складчатых областей и платформенного чехла, определяющие условия формирования урановых месторождений.

5. Каковы благоприятные геологические предпосылки формирования промышленных урановых месторождений на различных этапах развития земной коры?

6. Чем объясняется большое разнообразие урановых месторождений?

7. Перечислите основные минералы урана: собственно урановые и ураносодержащие.

8. На каких принципах основана классификация урановых руд по типам и сортам? Для чего выделяют минеральные и технологические типы урановых руд?

9. Каковы принципы определения последовательности процессов минералообразования? Что такое этапы и стадии минералообразования?

Платформы – это основной элемент структуры континентов, противопоставляемый геосинклиналям и отличающийся от них существенно более спокойным тектоническим режимом. В их строении выделяют два структурных этажа: нижний – *фундамент*, сложенный породами архея, протерозоя, рифея, и верхний – *платформенный чехол*. Породы фундамента обычно представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенными формациями геосинклинального типа, смятыми в складки и прорванными интрузиями. Платформенный чехол сложен осадочными и вулканогенными породами небольшой мощности (до 3–4 км), залегающими полого и наследующими структуры фундамента. Магматизм на платформах проявлен значительно слабее, чем в геосинклинальных областях, преобладают производные базальтовой магмы (траппы). Тектонические движения выражаются в поднятиях и закономерно с ними связанных опусканиях определенных участков. При этом происходит расчленение земной коры на отдельные блоки; сохраняется длительная тенденция к воздыманию или погружению.

Щитами называют области выхода на поверхность пород фундамента (Балтийский, Украинский и др.).

Плиты – это площади фундамента, перекрытые отложениями платформенного чехла.

В пределах всех материков выделяется 15 древних платформ. Кроме них к древним платформам М.В. Муратов относит позднепротерозойские складчатые области малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации в различные эпохи: дальсландскую, гренвильскую (1200–900 млн.лет), байкальскую, катангскую, кадомскую (700–500 млн.лет). Это Внутриафриканский и Бразильский малые пояса.

Урановорудные районы выявлены на шести платформах: Восточно-Европейской, Северо-Американской, Северо-Африканской, Южно-Африканской, Австралийской, Восточно-Бразильской, а также в пределах Внутриафриканского пояса.

Намечаются отличительные особенности ураноносных рудных провинций. Благоприятная обстановка для формирования урановорудных полей и месторождений определяется сочетанием различных геологических факторов, таких, как тип земной коры, ее мощность и строение, геотектонический режим развития, наличие и тип глубинных разломов, геохимическая и металлогеническая специализация осадочных, метаморфических и магматических комплексов пород.

Основные урановорудные провинции приурочены к участкам земной коры континентального типа нормальной мощности (40–50 км) с преобладанием гранитного слоя (15–25 км) по отношению к базальтовому (10–20 км). Процессы гранитизации часто обуславливают благоприятную обстановку для образования урановых месторождений. В пределах урановорудных провинций наиболее благоприятными являются блоки с гетерогенным, глыбово-блоковым строением и устойчивым режимом воздымания на протяжении ряда циклов геологического развития. Урановорудные поля пространственно тяготеют к стыкам крупных разнородных тектонических элементов: раннепротерозойских эпикратонных впадин и жестких архейских массивов; пород архейско-раннепротерозойского фундамента и перекрывающих их с резким угловым несогласием раннерифейских отложений платформенного чехла и т.д.

Важную роль для уранового рудообразования играют зоны глубинных долгоживущих разломов. Они имеют подкоровое заложение и характеризуются длительной историей геологического развития, что выражается в значительных амплитудах (до 10–12 км) вертикальных и горизонтальных перемещений. Разломы интенсивно активизировались в эпохи рифтогенеза и тектоно-магматической деятельности в различные периоды – от протерозоя до мезозоя. С ними связаны проявления магматической деятельности в виде даек разного состава; вдоль разломов наблюдаются интенсивные изменения вмещающих пород в результате ультраметаморфизма и щелочного метасоматоза: в областях протоактивизации распространены альбититы, при мезозойской тектоно-магматической активизации возникали калиевые метасоматиты (гумбеиты).

Большинство известных урановорудных провинций приурочено к районам с четко выраженной геохимической и металлогенической специализацией геологических формаций. Многим осадочным, магматическим и метаморфическим формациям свойственна урановая специализация. Так, докембрийские конгломераты, песчаники, кварциты, углеродисто-кремнистые сланцы и гранитоиды содержат повышенные концентрации урана.

По набору рудных элементов для многих провинций установлен комплекс сопутствующих урану элементов. Наиболее типичны ассоциации с золотом, железом, медью, никелем, кобальтом и титаном, реже с редкими землями и ниобием.

Урановые месторождения фундамента древних платформ служат важным источником урановых руд, в том числе высокосортных, содержание урана в которых составляет несколько процентов. Многие из них являются комплексными. Характерная особенность месторождений – пространственная ассоциация урана с золотом. В место-

рождениях этой группы сосредоточено около 45 % достоверных запасов урана (по цене менее 130 дол/кг U) и более половины подсчитанных дополнительных запасов стран WOSA.

4.1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ И ЗОЛОТО-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ДРЕВНИХ КОНГЛОМЕРАТАХ

Наиболее крупные месторождения этой урановорудной формации развиты в южном обрамлении Трансваальского массива (район Витватерсранд, ЮАР), в южной части Канадского щита (район Эллиот-Лейк), в обрамлении массива Сан-Франциско на Бразильском щите (районы Железный Четырехугольник, Жакобино и др.), в массиве Шейю (Франсвилльский район, Габон).

Месторождения пространственно тяготеют к жестким массивам-кратонам, сложенным глубоко метаморфизованными породами архея. В их обрамлении, в краевых частях эпикратонных впадин, заполненных платформенными осадками, расположены месторождения ураноносных конгломератов. Они приурочены к основанию или нижней части мощных осадочных и осадочно-вулканогенных серий пород, залегающих с резким несогласием на гранитогнейсах и зеленокаменных породах архея и протерозоя. Формирование их происходило в интервале 2,8–2 млрд. лет до нашего времени. Толщи всех месторождений имеют сходный состав; конгломераты, как правило, залегают согласно с аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и характеризуются высокой степенью сортировки обломочного материала, равномерной и сравнительно невысокой концентрацией рудных компонентов (включая уран), находящихся в цементе. Метаморфизованы конгломераты в зеленосланцевой фации.

4.1.1. Золото-урановые месторождения

Район Витватерсранд расположен в южной краевой части Южно-Африканского щита и является одним из ведущих в мире по запасам золота и урана. Знаменитые золоторудные месторождения Витватерсранд открыты в 1887 г. и успешно разрабатываются до настоящего времени. Урановые руды, выявленные в 1945 г., приурочены к золотоносным пластам ("рифам"), не все из которых в одинаковой степени ураноносны.

Архейское кристаллическое основание, на котором залегают конгломераты Витватерсранда, представлено структурными элементами двух типов: кратонами Каапвааль и Родезийским и окаймляющими их подвижными (протогеосинклинальными) поясами. Радиологический возраст пород фундамента более 3,5 млрд. лет. В пределах кратонов, в свою очередь, выделяются зеленокаменные пояса и поля гранитогнейсов (рис. 8). В основании зеленокаменных поясов установ-

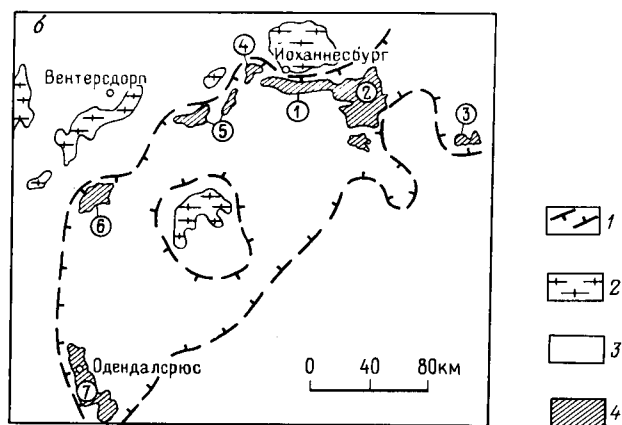
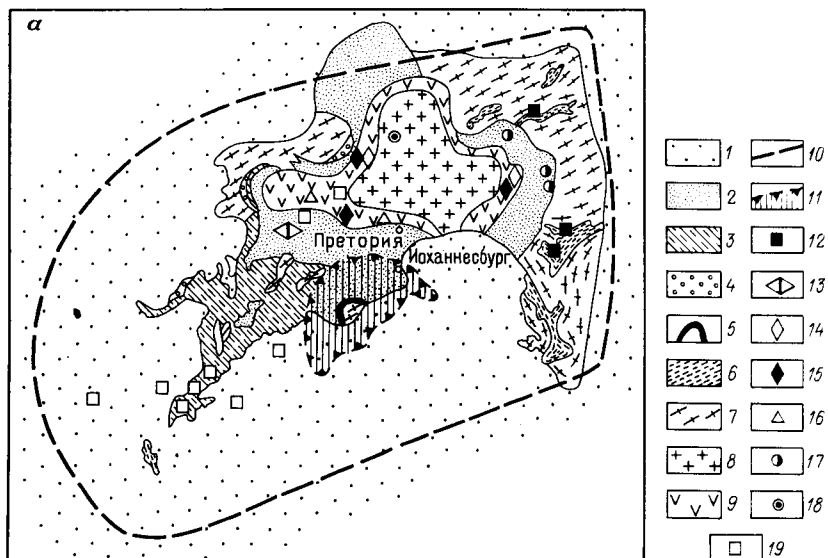


Рис. 8. Схемы пространственного размещения рудных полей и месторождений Каапваальского кратона.

а — схема геологического строения и рудоносности кратона: По Т.О. Реймеру, П.М.Татаринovu и др.:

1 — фанерозойские отложения; 2–5 — нижнепротерозойские образования систем: 2 — Трансвааль, 3 — Вентерсдорп, 4 — Доминион-Риф, 5 — Витватерсранд; 6 — зеленокаменные

лены коматииты — основные—ультраосновные эффузивы, которые считаются продуктами выплавки верхней мантии. Наиболее древними гранитоидами являются гранитогнейсы, образующие характерные куполовидные структуры, которые в целом ориентированы согласно с генеральным направлением зеленокаменных поясов.

Гранитогнейсы и зеленокаменные породы пересекаются позднеархейскими калиевыми гранитами и пегматитами с радиоактивной и редкоземельной минерализацией, которая, как предполагают, и послужила источником урана в конгломератах, сформировавшихся после размыва кратона Каапвааль. Наиболее вероятным источником золота считают зеленокаменные пояса, содержащие ряд золоторудных месторождений метасоматического и жильного типов.

Металлоносные конгломераты приурочены в основном к системе Витватерсранд, которая вместе с нижележащей системой Доминион-Риф и перекрывающими ее системами Вентерсдорп и Трансвааль образует единый вулканогенно-осадочный комплекс. Все эти породы докембрийской толщи с резким угловым несогласием перекрываются угленосными отложениями и вулканитами системы Карру.

Среди большого числа золотоносных "рифов", известных в системе Витватерсранд, только семь обогащены ураном: Доминион-Риф, Хоспител-Хилл, Гавернмент-Риф, Мейн-Риф, Берд-Риф, Кимберли и Эльсбург-Риф. Ураноносные конгломераты — грубозернистые породы, для которых характерны закономерные изменения зернистости снизу вверх по разрезу и ритмичность нескольких порядков. Чаще всего это олигомиктовые кварцево-галечные разности. Хорошо окатанные гальки размером до 4–7 см сложены кварцем молочного, белого или дымчато-черного цвета. Менее окатанные мелкие обломки представлены известковисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, джаспероидами. Размер галек уменьшается вверх по разрезу и в верхних частях рифов они более разнообразны по составу. Цемент слюдисто-кварцевый со значительным количеством (до 16 %) пирита.

пояса; 7 — гранитогнейсы; 8–9 Бушвельдский массив: 8 — красные граниты, 9 — ультраосновные—основные породы; 10 — предполагаемая граница Каапваальского кратона; 11 — контур развития золото-ураноносных конгломератов Витватерсранда; 12–19 — прочие месторождения: 12 — золоторудные метасоматические, 13 — железорудные, 14 — хромитовые, 15 — медно-никель-платиновые, 16 — железо-титановые, 17 — золоторудные жильные, 18 — оловорудные, 19 — алмазные трубки;

6 — положение главнейших золото-ураноносных площадей урановорудного пояса Витватерсранд. По Р. Пеллетье с изменениями:

1 — границы бассейна Витватерсранд; 2 — гранитогнейсовые купола; 3 — слабометаморфизованные протоорогенные отложения нижнего протерозоя; 4 — главные промышленные площади: 1 — Центральный Ранд, 2 — Восточный Ранд и Хейдельберг, 3 — Кинросс, 4 — Западный Ранд, 5 — Дальний Западный Ранд, 6 — Клексдорп, 7 — Одендалсрюс

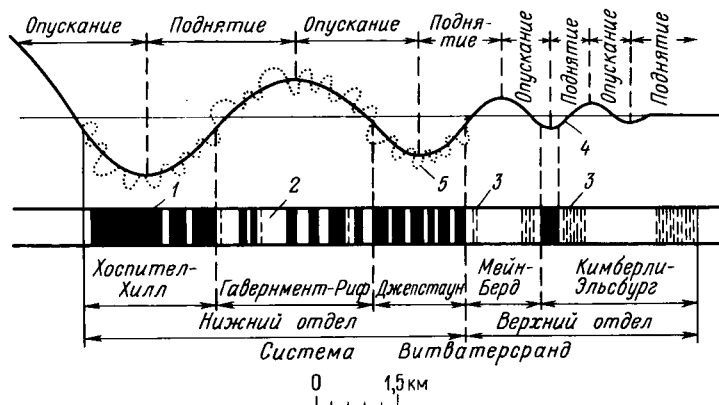


Рис. 9. Диаграмма циклов седиментации в системе Витватерсранд. По Дж. Шарпу:
1 — сланцы; 2 — кварциты; 3 — конгломераты и кварциты; 4—5 — циклы: 4 — первичные осцилляционные, 5 — вторичные седиментационные

Рудовмещающие олигомиктовые и кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники начинают или завершают крупные ритмы в сланцевых протерозойских толщах. Косая слоистость, ориентировка галек, волноприбойные знаки и знаки ряби, а также следы оползания, трещины усыхания и другие признаки в совокупности с литологическими особенностями отложений указывают на то, что их накопление происходило в долинах палеорек, в обширных дельтах и авандельтах, в прибрежно-баровых и прибрежно-пляжевых зонах морского мелководья. Бассейн седиментации испытывал довольно интенсивное и длительное прогибание, о чем свидетельствует большая мощность разреза. Закономерные изменения зернистости пород и ритмичность нескольких порядков служат доказательством того, что периодические поднятия сменялись опусканиями и осложнялись вторичными седиментационными циклами (рис. 9).

Уран и золото обычно приурочены к горизонтам конгломератов и редко к пластам пиритизированных кварцитов. По простираению рудоносные пласты прослежены на десятки километров при средней мощности 1–2 м. Морфология рудных тел во многом определяется рельефом архейского фундамента. Эрозионные ложбины, русла палеопотоков придают струйчатую, лентообразную (русловую) форму отдельным рудным телам.

Золотое и урановое оруденение связано только с цементом, который на 70–80 % состоит из обломочных или новообразованных зерен кварца, а 20–30 % составляют серицит, хлорит, сульфиды и рудные минералы, такие, как циркон, монацит, хромит, сфен, рутил,

золото, уранинит и др. Иногда цемент обогащен углеродистым веществом, присутствие его сопровождается повышением содержаний урана. Отмечены случаи прорастания керогена уранинитом.

Содержание урана в рудах довольно изменчиво – от тысячных до сотых, редко до первых десятых долей процента.

Время формирования конгломератов Витватерсранда определяется в интервале 2700–2200 млн. лет.

4.1.2. Собственно урановые месторождения

Район Эллиот-Лейк (Блайнд-Ривер) расположен в южной краевой части Канадского щита. В геологическом строении различают два разновозрастных комплекса пород: архейский и протерозойский (гуронский).

Архейский комплекс выделяется как "протоконтинент", или кратон Сьюпериор. Он представлен зеленокаменными толщами пород с гранитами и мелкими интрузиями основного состава. Гранитоиды отличаются повышенным содержанием урана и тория, превышающим среднее содержание в гранитах в три раза (соответственно 0,0027 и 0,0011 %). В догуронское время они подвергались выветриванию. Мощность кор выветривания в зависимости от состава пород изменяется от 10 см до 15 м.

Гуронские отложения, несогласно перекрывающие породы архея, подразделяются снизу вверх на четыре группы: Эллиот-Лейк, Хоу-Лейк, Куэрк-Лейк и Кобальт. Верхняя возрастная граница формирования гуронских отложений определяется в 2–2,1 млрд. лет. Осадки накапливались в сравнительно узком поясе вдоль южной границы кратона. Седиментация происходила в условиях мелководного бассейна при неоднократном чередовании трансгрессий и регрессий. Гуронские отложения заполняют широтную синклиналь, которая погружается на запад и осложнена более мелкими складками и разрывами (рис. 10).

Все урановые месторождения сосредоточены в основании гуронских отложений в формации Матинедэ. Ее положение и мощность определяются особенностями строения архейского фундамента; в прогибах фундамента мощность увеличивается до 210 м. В фундаменте выделены три основные депрессии, так называемые долинные структуры, к которым и приурочены ураноносные зоны Куэрк, Нордик и Пронто с ураноносными конгломератами. Депрессии имеют северо-западное простирание, в их основании залегают преимущественно сланцы и зеленокаменные породы, а по бортам – гранитоиды.

Русловые части палеорусел располагаются на 45–85 м ниже выступов догуронского фундамента. В некоторых пластах отмечается увеличение размеров галек от кровли к почве; в конгломератах и

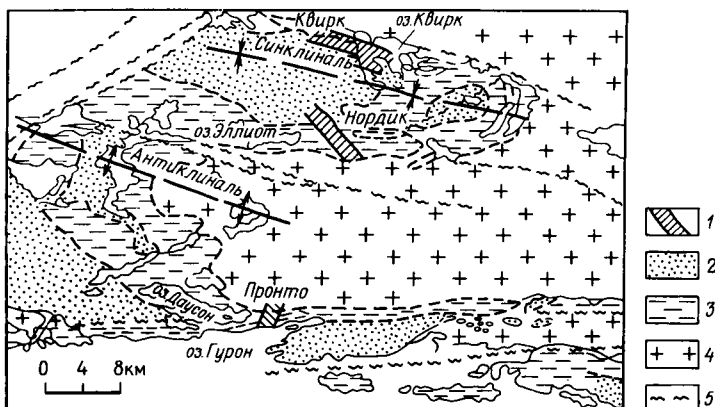


Рис. 10. Геологическая карта района Блайнд-Ривер. По Д.С.Робертсону и др.:
1 – рудные зоны; 2–3 – отложения серий: 2 – Кобальт, 3 – Брюс; 4 – граниты, сланцы и
зеленокаменные породы архея; 5 – зоны разломов

переслаивающихся с ними аркозовых песчаниках проявлена косая слоистость. Эти факты позволяют относить ураноносные конгломераты к потоковым фациям.

Рудные пласты представлены пачками сложно переслаивающихся конгломератов и безгалечных аркозов. Выделенные рудоносные зоны шириной 2500–3000 м прослеживаются на 6500–8000 м. Они объединяют несколько (пять-шесть) рудных залежей пластового типа, расположенных на разных стратиграфических уровнях.

В бортах депрессий горизонты конгломератов имеют крутое падение и разбиты системой разрывных нарушений на отдельные блоки.

Урановые руды локализуются в мелкогалечных конгломератах, в которых гальки сложены преимущественно кварцем, реже кварцитами, сланцами и роговиками, а цемент – пиритизированным грубозернистым песчанистым кремнистым материалом с хлоритом и серицитом. В нем концентрируются и основные промышленные минералы урана – браннерит, уранинит и урансодержащий монацит.

Главный минерал среди сульфидов – пирит – составляет от 3 до 12 % массы цемента в рудных пластах. Другие сульфиды – молибденит, сфалерит, галенит, халькопирит – занимают менее 2 % общей массы цемента.

Содержание золота в рудах низкое (около 1 г/м^3), не представляющее промышленного интереса.

В пределах рудных пластов известны тонкопрожилковые выделения молибденита со сфалеритом и кальцита с тухолитом.

Среднее содержание урана в рудных пластах составляет около 0,1 %. Присутствуют торий и редкие земли.

Генезис ураноносных конгломератов. Вопрос о генезисе ураноносных конгломератов в свое время был предметом острых дискуссий. Подобные месторождения одними из первых вовлечены в промышленное освоение, запасы их уникальны, поэтому и интерес к ним был особый. Генезис месторождений обсуждался на заседаниях геологических конгрессов, на страницах журналов, их описанию посвящен ряд монографий. Рассматривались три основные гипотезы их образования:

- 1) осадочно-метаморфогенная (древние метаморфизованные россыпи);
- 2) гидротермальная;
- 3) инфильтрационная.

В обсуждении выдвинутых гипотез участвовали такие известные исследователи рудных месторождений, как С. Эммонс, В. Линдгрэн, П. Рамдор, К. Дэвидсон и др. В.Н. Котляр провел подробный анализ фактического материала, подтверждающего каждую из гипотез, и суммировал доказательства, подтверждающие наибольшую вероятность гипотезы осадочно-метаморфогенного генезиса подобных месторождений. Она подтверждается следующими фактами.

1. Металлоносные конгломераты с ураном и золотом имеют широкое площадное распространение, контролирующееся стратиграфическими и литологическими факторами. Установлена четкая приуроченность руд к горизонтам конгломератов. Не выявлена связь оруденения с интрузивами и разрывными нарушениями.

2. Рудоносные пласты тяготеют к выдержанным горизонтам базальных конгломератов, залегают согласно с ними и располагаются в депрессиях палеорельефа. На месторождениях Витватерсранде отмечено, что золото и уран концентрируются в наиболее грубозернистых конгломератах. Наблюдается струйчатое распределение данных компонентов. Все это указывает на перенос рудного материала наземными потоками.

3. Округлые формы выделений уранинита, браннерита, пирита, их ассоциация с типичными минералами россыпей, такими, как монацит, циркон, хромит, касситерит, осмистый иридий, шпинель и алмаз, также свидетельствуют об их накоплении из русловых потоков. Уранинит древних конгломератов имеет высокотемпературное происхождение и по физическим свойствам схож с уранинитом, рассеянным в гранитах и пегматитах кратонов.

4. Некоторые пласты в Витватерсранде (например, Мейн-Лидер)

отличаются большой протяженностью (до десятков километров) при относительной выдержанности мощности и содержания металлов. Такая морфология рудных тел и размещение полезных компонентов характерны для дельтовых россыпей.

5. В районе месторождений развиты архейские комплексы пород, подстилающие и обрамляющие впадины (Родезийский и Каапваальский кратоны в Африке, кратон Сьюпериор в Канаде) и представляющие собой возможный источник сноса рудных минералов россыпей. Они содержат тонкорассеянную вкрапленность уранинита, пересекаются многочисленными древними кварцевыми жилами и ураноносными пегматитами.

6. По данным минералогических исследований, в Витватерсранде ураниниты всех горизонтов – от системы Доминион-Риф до системы Трансвааль – аналогичны по составу, форме выделений и соотношениям с другими минералами.

Наряду с фактами, свидетельствующими о первично россыпном происхождении многих рудных минералов, целый ряд наблюдений указывает на существенное перераспределение элементов в процессе метаморфизма. Возможность развития эпигенетического оруденения подтверждается наличием многочисленных прожилков золота, сульфидов, настурана, тохолита и кварца, а также замещением галек монацитом, сульфидами, серицитом и кварцем. Абсолютный возраст минералов (модельный возраст монацита около 2000 млн. лет) служит доказательством проявления процессов перераспределения рудного вещества.

Дискуссионны вопросы о возможности переноса уранинита как минерала россыпей; неясны источники пирита и других сульфидов. Сторонники гипотезы о россыпном происхождении месторождений считают, что механическая транспортировка уранинита и сульфидов в виде кластического материала возможна в условиях обедненной кислородом атмосферы, а дальнейшее их сохранение обусловлено быстрым захоронением.

4.2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ И ЖЕЛЕЗО-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В АЛЬБИТИТАХ

Процессы глубокого метаморфизма раннепротерозойских отложений древних платформ сопровождались мощной гранитизацией и переработкой вмещающих пород в конце раннего протерозоя (1900–1700 млн. лет), интенсивным ультраметаморфизмом, щелочным метасоматозом и проявлением : наиболее ранних эндогенных месторождений урана. Главными геологическими элементами, определившими условия их формирования и пространственное положение, были крупные

линейные зоны глубинного заложения. К ним приурочены ураноносные альбититы Канадского (район Биверлодж), Бразильского (Итаата), Индийского (Джадугуда) щитов, Восточно-Европейской платформы и других регионов.

Существенная роль в образовании промышленных урановых месторождений в альбититах придается процессам метаморфизма и ультраметаморфизма. Вопросы геологии, минералогии и условий их формирования освещены в работах Я.Н. Белевцева, В.И. Казанского, В.А. Крупенникова, Н.П. Лаверова, В.Н. Котляра, Р.П. Петрова, А.В. Тарханова и других исследователей.

Месторождения располагаются в районах древних архейских щитов, испытавших тектоно-магматическую активизацию в конце раннего протерозоя. Их пространственное положение в одном из таких районов определяет крупная раннепротерозойская мобильная зона субмеридионального простирания, возникшая в результате переработки пород архейского кристаллического фундамента.

Фундамент сложен кварц-биотит-плагиоклазовыми гнейсами, мигматитами и гранитогнейсами. Отдельные реликтовые блоки исходных пород фундамента сохранились и в мобильной зоне (рис. 11). Породы в пределах последней подвергались тектоно-магматической регенерации.

В раннем протерозое (2–1,9 млрд. лет) региональный ультраметаморфизм проявился в образовании крупнозернистых порфировидных калиевых гранитов, мигматитов и гранитизированных гнейсов, а после них (1,8–1,7 млрд. лет) сформировались гипабиссальные – приповерхностные интрузивы гранитов рапакиви и сопряженные с ними тела габбро, габбро-норитов и габбро-лабрадоритов.

Магматическая деятельность завершилась внедрением вдоль зон разломов широтного простирания даек пикритов, габбро-диабазов, анортосиенитов и диабазовых порфиритов, пересекающих все породы. Их возраст, определенный К–Аг-методом, составляет соответственно 1,8; 1,6; 1,4 и 1,3 млрд. лет.

В результате процессов гранитизации, сопровождавшихся увеличением объема пород, в центральной части мобильной зоны возникло купольное сооружение. В составе пород здесь преобладают раннепротерозойские калиевые граниты, нормальные граниты, мигматиты, гранитизированные гнейсы, граниты рапакиви и габбро. С востока и запада купольное сооружение ограничено крупными субмеридиональными зонами разломов глубинного заложения. Вдоль них особенно интенсивно развивались процессы натриевого метасоматоза, приведшие к формированию зон альбитизации.

К зонам альбитизации и карбонатизации пород приурочены основные урановые месторождения. В зависимости от состава пород,

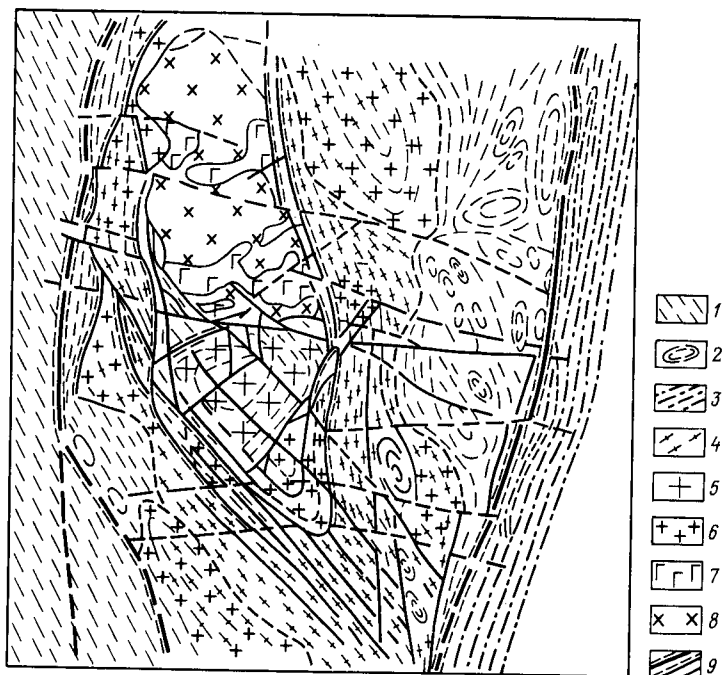


Рис. 11. Тектоническая схема урановорудной провинции блокового строения в альбититах. По Н.П. Лаврову и др.:

1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы фундамента; 2 — гнейсовые и гранитогнейсовые купольные структуры архея; 3 — протогеоинклинальный комплекс раннего протерозоя; 4 — мигматиты; 5–6 — граниты раннего протерозоя: 5 — ультраметаморфические калиевые, 6 — порфировидные и аплит-пегматоидные; 7–8 — породы конца раннего протерозоя: 7 — габбро-анортозиты; — щелочные граниты; 9 — зоны глубинных разломов и другие разрывные нарушения

степени их метаморфизма и минерального состава руд выделяются два типа месторождений:

- 1) собственно урановые альбититовые;
- 2) железо-урановые.

Помимо краевых глубинных разломов месторождения в альбититах известны и в пределах гранитного купола, вдоль зон меридионального и северо-восточного направлений.

Месторождения первого типа образуются в обстановке, когда процессы карбонатно-натриевого метасоматоза накладываются на породы силикатного состава типа гранитоидов. Если же процессы альбитизации охватывают породы железорудной формации (железистые кварциты), то возникают месторождения второго типа.

Породы железорудной формации метаморфизованы в амфиболитовой фации, а породы силикатного состава формируются в процессе ультраметаморфизма, проявлявшемся в гранитизации исходных пород.

Собственно альбититовые месторождения залегают в центральной части мобильной зоны, а железо-урановые – на контакте с ней в породах архейского фундамента.

4.2.1. Собственно урановые месторождения в альбититах

Район месторождений сложен древними кристаллическими породами, представленными гранитизированными амфиболитовыми и слюдяными сланцами, кварцитами, мраморами и гнейсами амфиболитовой фации метаморфизма. Интенсивное проявление процессов гранитизации привело к появлению характерного переслаивания гнейсов, мигматитов и гранитов с расплывчатыми контактами и постепенными переходами от одних разновидностей пород к другим. Граниты и мигматиты образовались в связи с процессами протерозойской гранитизации метаморфических пород.

По составу выделяются два типа гранитоидов: плагиоклазовые, формировавшиеся по диабаз-спилитовой и офиолитовой формациям архея, и микроклиновые, развивавшиеся по породам осадочно-терригенных формаций. Микроклиновые граниты отличаются повышенными содержаниями урана, свинца и тория, обогащены щелочами, преимущественно калием. Содержание урана в анатектических гранитах составляет $(6-9,6) \cdot 10^{-4} \%$, общее содержание щелочей: $(K_2O + Na_2O) - 6-8,5 \%$, при этом $K_2O : Na_2O = 1,5 - 1,9$. С гранитами, имеющими подобное отношение K и Na , пространственно связаны натриевые метасоматиты.

Положение месторождений контролируется разломами крупных зон глубинного заложения, ограничивающих гранитный купол, находящийся в центральной части мобильной зоны с востока и запада (см. рис. 11). Зоны разломов формировались в течение длительного времени, начиная от раннего протерозоя. Заложение их сопровождалось образованием мигматитов и бластомилонитов (рис. 12). Процессы более поздней активизации обусловили образование многочисленных милонитовых швов и зон катаклаза, сопровождаемых метасоматическими изменениями пород. Милониты и катаклазиты развиваются, как правило, вдоль наиболее древних бластомилонитовых швов, имеют мощность десятки метров и особенно интенсивно проявлены среди мигматитов и гранитов, замещающих гнейсы. В тектонических зонах, представленных полосами измененных пород шириной до нескольких десятков метров, выделяются главный тектонический шов с милонитами и брекчиями и оперяющие разрывные нарушения (рис. 13). Типоморфным минералом метасоматических измененных

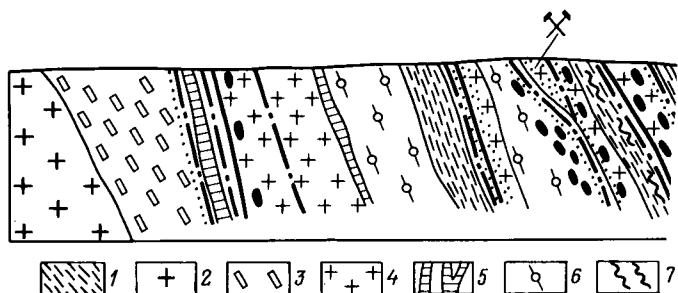
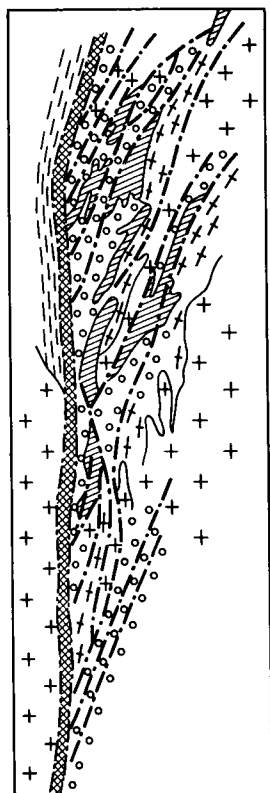


Рис. 12. Схема внутреннего строения тектоно-магматической зоны. По В.А. Крупен-1 - гнейсы; 2-5 - граниты: 2 - крупнозернистые калиевые, 3 - трахитоидные, 4 - средне-будинажа; 8-9 - породы амфиболовой фации: 8 - бластомилониты, 9 - бластокатаклазиты; вые метасоматиты; 12 - месторождения и рудопроявления; 13 - дайки диабазов

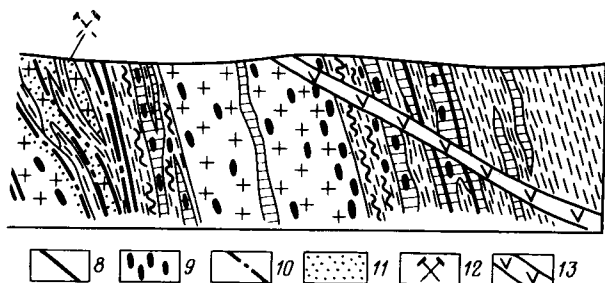


пород является альбит. Альбититы широко распространены вдоль тектонических зон и оперяющих трещин, слагают мелкие и крупные тела (в десятки и сотни метров). Они группируются в крупные зоны протяженностью в десятки километров, прослеженные до глубины 2,5-3 км. К альбититам приурочено урановое оруденение.

В строении зон альбитизированных пород установлена определенная зональность. Она выражается в последовательном замещении исходных минералов вмещающих пород - плагиоклаза, кварца и биотита - альбитом.

Рис. 13. Схема строения тектонической зоны, контролирующей положение ураноносных альбититов. По Н.П. Гречишникову:

1 - натриевые метасоматиты; 2 - граниты; 3 - мигматиты; 4 - гнейсы биотитовые; 5-6 - разломы: 5 - основной, 6 - оперяющие; 7 - рудные залежи



никову:

зернистые, 5 — пегматоидные; 6 — "теневые" мигматиты; 7 — зоны смятия, мигматизации и 10 — милониты и катаклазиты зеленосланцевой фации; 11 — среднетемпературные натрие-

В зависимости от состава вмещающих пород в промежуточных зонах могут формироваться рибекит, эгирин, хлорит или эпидот. Наиболее отчетливо процессы альбитизации проявлены в гранитах, хуже в гнейсах и кристаллических сланцах, что объясняется повышенной проницаемостью гранитов.

Промышленные скопления урановых руд связаны с альбититами двух типов: альбит-эгирин-рибекитовыми и альбит-хлорит-эпидотовыми. Альбититы первого типа — серые, розовато-серые до бурых, измененные катаклазиты с вкрапленностью уранинита, малакона, апатита и сфена. Альбититы второго типа встречаются реже. Они отличаются более темной окраской (до черно-бурой), в их составе вместо амфибола и эгирина присутствуют хлорит, эпидот и кальцит, а из рудных минералов — настуран, урансодержащий лейкоксен, коффинит и колломорфно-метаколлоидный силикат урана и титана. Урановые минералы локализуются в участках послеальбитового катаклаза во внутренних частях метасоматического ореола.

В натриевых метасоматитах достаточно отчетливо проявлена вертикальная зональность. Вверх по разрезу альбит-эгирин-рибекитовые метасоматиты сменяются альбит-хлорит-эпидотовыми, кремнезем переотлагается в верхних частях зон в виде прожилков и зон окварцевания.

Все известные в районе урановые месторождения приурочены к зонам альбититов, но далеко не все альбититы, развитые в районе, ураноносны. Их наличие — благоприятная, но не единственная предпосылка для образования промышленных концентраций урана. Важным условием накопления урановой минерализации является наличие крупных проницаемых зон катаклаза в долгоживущих разломах, благоприятное сочетание складчатых и разрывных дислокаций (изги-

бы, участки сопряжений), их механическая гетерогенность (различная степень проницаемости).

Рудные залежи имеют сложную изменчивую форму, нечеткие контуры, их границы определяются только по результатам опробования. Наиболее широко распространены рудные залежи в виде уплощенных линз и столбообразных штокверков. В пределах рудоносной зоны альбититов они залегают кулисообразно (см. рис. 13). Размеры отдельных залежей по падению, как правило, в 2–3 раза больше, чем по простиранию; мощность их изменяется в широких пределах – от нескольких метров до 50 м, чаще 10–15 м; содержание урана варьирует от 0,07 до 0,2 %, в среднем составляет около 0,1 %. Руды прожилково-вкрапленного типа.

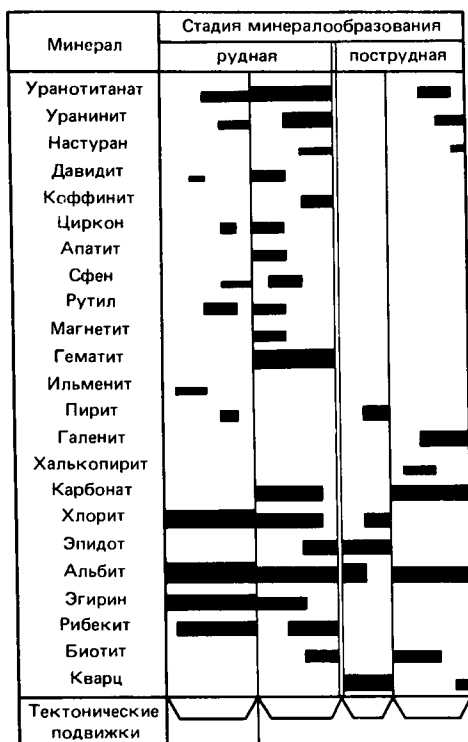


Рис. 14. Схема последовательности минералообразования на урановых месторождениях в альбититах. По Н.П. Гречишникову

Минеральный состав руд довольно разнообразный и сложный. Выделяются почти все минеральные модификации урана. Наиболее часто встречаются уранотитанаты, реже – уранинит, ненадкевит, настуран и коффинит. По составу уранотитанаты близки к давидиту, но содержат кремний, железо, алюминий и кальций. Они наблюдаются в виде тонкорассеянной вкрапленности (размеры выделений – сотые доли миллиметра) в ассоциации с хлоритом, карбонатом и гематитом. Уранинит и настуран кроме тонкорассеянной вкрапленности слагают прожилки с карбонатами и гематитом.

Формирование урановых месторождений в альбититах определяется всей геологической историей развития мобильной зоны. Я.Н. Белевцев выделяет четыре основных этапа развития метасоматических процессов.

Первый этап – калиевого метасоматоза – проявился в микроклинизации пород. Он протекал при температурах выше 400 °С, отношение калия к натрию в растворах составляло 0,41, количество кальция – около 10 %; среди анионов гидрокарбонат преобладал над хлором.

Второй этап – натриевого метасоматоза – выразился в образовании метасоматических альбититов при температурах от 200 до 400 °С. Отношение калия к натрию уменьшается до 0,35, повышается содержание хлора и появляется сульфат-ион.

В третий этап – натриево-рудно-карбонатного метасоматоза – при температурах 120–300 °С – формировались альбит, карбонаты, щелочные темноцветные минералы и минералы урана. Отношение калия к натрию снижается еще больше – до 0,23. Повышается содержание хлора, фтора и несколько снижается гидрокарбонат-иона.

В четвертый этап происходило окварцевание пород, образовались кварцевые и карбонато-кварцевые жилы с сульфидами. Температура процесса не превышала 120–140 °С.

Урановые руды формировались преимущественно в ходе развития процессов третьего этапа. С четвертым этапом было связано перетложение ранее возникших урановых минералов.

Некоторые исследователи объединяют третий и четвертый этапы развития метасоматических процессов в единый урановорудный этап минералообразования, выделяя две стадии – рудную и пострудную – каждая из которых разделяется еще на две подстадии (рис. 14).

По данным изотопных анализов время становления альбититов определено в 1900–1800 млн. лет, а урановых руд – 1700–1600 млн. лет.

4.2.2. Железо-урановые месторождения

Железо-урановые месторождения возникли после наложения карбонатно-щелочного метасоматоза на железистые кварциты. Они залегают в железисто-сланцевых породах нижнего протерозоя и приурочены к глубинному разлому, ограничивающему мобильную зону на востоке рассматриваемой территории (см. рис. 11). Своеобразие месторождений этого типа заключается в приуроченности урановородных тел к залежам магнетитовых руд, их субсогласном залегании с вмещающими породами, интенсивно измененными в ходе процессов щелочного и карбонатного метасоматоза.

В геологическом строении рудного района выделяются три структурных этажа. В нижнем – фундаменте платформы – развиты архейские плагиограниты, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Средний структурный этаж представлен протерозойскими породами железорудной формации миогеосинклинального типа. В ее составе снизу вверх выделяются три свиты: кварцито-конгломератовая, железорудная и песчано-сланцевая. Нижняя свита сложена метаконгломератами, метапесчаниками и филлитами. Породы обогащены ураном, особенно горизонты конгломератов. В разрезе средней свиты горизонты джеспелитов и железистых роговиков переслаиваются с кристаллическими сланцами. Для железистых пород характерно тонкополосчатое чередование магнетита, гематита и мартита с кварцем, куммингтонитом, карбонатом и хлоритом. Среди кристаллических сланцев различают хлоритовые, куммингтонитовые, биотитовые и кварц-графитовые разновидности.

Верхняя свита представлена метапесчаниками, конгломератами, биотит-мусковитовыми кристаллическими сланцами, биотитовыми гнейсами, доломитами и графитовыми гнейсами.

Содержание урана в породах следующее (в $n \cdot 10^{-4} \%$): в нижней свите – 4,4, в железистых образованиях – 0,8, кристаллических сланцах – 2,4, верхней свите – 2,4.

Верхний структурный этаж (платформенный чехол) сложен известняками, песчаниками и суглинками кайнозойского возраста.

По изотопным данным возраст седиментации протерозойских пород 2700–2600 млн. лет, а метаморфизма 2200–1900 млн. лет.

Урановые месторождения приурочены к железистым и алюмосиликатным породам средней свиты среднего структурного этажа, которые выделяются как продуктивные. Породы продуктивной свиты смяты в сложные синклинальные складки, образуют флексурные изгибы. Участки интенсивного проявления складчатости осложнены разрывными нарушениями, а породы изменены процессами карбонатного и натриевого метасоматоза.

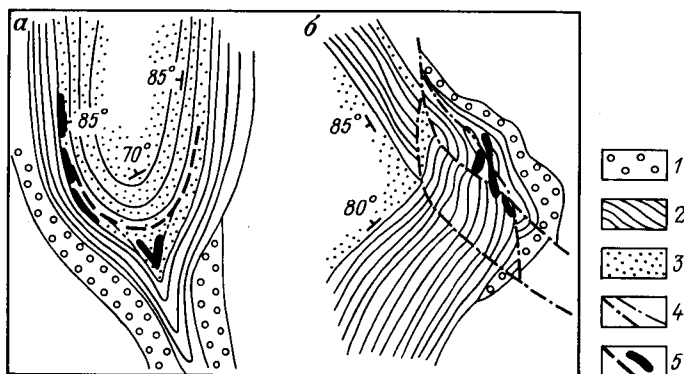


Рис. 15. Положение урановых месторождений в складчатых структурах. По Я.Н.Белевцеву:

а — в синклинальной складке, *б* — во флексурном изгибе.

1–3 — породы: 1 — подстилающие, 2 — продуктивной свиты, 3 — перекрывающие; 4 — разрывные нарушения; 5 — урановорудные тела

Такие благоприятные участки определяют пространственное положение железо-урановых месторождений, тяготеющих к участкам центриклинального замыкания узкой синклинальной складки или к крупным флексурным изгибам пород продуктивной серии (рис. 15), которые прослеживаются как по простиранию, так и по падению пород. Внутри синклинали и в участках изгибов развиты многочисленные послойные продольные и поперечные разрывы. Эти нарушения сопровождаются брекчированием, повышенной трещиноватостью и послойным кливажем; в результате образуются зоны повышенной проницаемости. Особенно проницаемой для метасоматических растворов оказалась приконтактная зона пород верхней и средней свит (рис. 16). В местах флексурных изгибов породы разбиты на отдельные блоки.

Железорудные залежи представлены пласто-, линзо- и столбообразными телами амфибол-магнетитового и карбонат-магнетитового состава, локализующимися в железистых роговиках, джеспелитах и сланцах. Железорудные залежи, железистые роговики и сланцы под влиянием щелочных и карбонатных растворов претерпели интенсивные метасоматические изменения. К этим метасоматитам приурочены залежи урановых руд. Их форма подчиняется общим структурным особенностям вмещающих пород и наследует основные элементы их залегания.

Выделяются четыре структурно-морфологических типа рудных тел:

- 1) уплотненные столбообразные в разрезе и пластообразные в плане

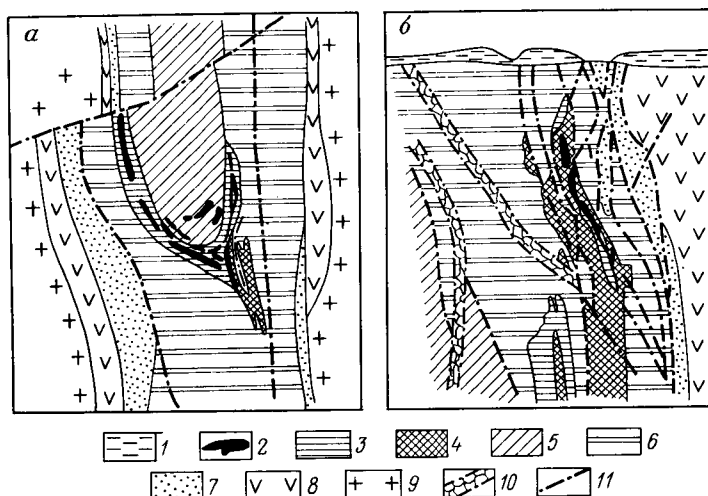


Рис. 16. Пространственное размещение урановых и железных руд на железо-урановых месторождениях. По Я.Н. Белевцеву:

a — план, *б* — разрез.

1 — кайнозойские отложения; 2 — урановорудные залежи; 3 — железистые породы, рибекитизированные и эгиринизированные; 4 — карбонат-магнетитовые руды; 5 — породы, перекрывающие железорудную свиту; 6 — железистые роговики и сланцы; 7 — породы, подстилающие железорудную свиту; 8 — амфиболиты; 9 — граниты; 10 — зоны брекчий; 11 — тектонические нарушения

железо-карбонатных урановых руд внутри крупных залежей магнетитовых руд в шарнирной зоне синклинали складки;

2) линзообразные железо-карбонатных урановых руд в участках флексурных перегибов крыльев крупных складок;

3) пластообразные уранинит-ненадкевитовых руд, залегающие в альбититах на крыльях главной синклинали складки;

4) седловидные уранинит-ненадкевитовых руд в участке центрального замыкания синклинали складки.

Основные запасы промышленных руд сосредоточены в рудных телах первых двух типов. Они довольно устойчивы по мощности и простираию, прослеживаются на значительную глубину, имеют сравнительно простое внутреннее строение, равномерное и выдержанное распределение урана, согласное с общей сланцеватостью вмещающих пород.

Для пластообразных рудных тел в альбититах характерна более прихотливая форма, оруденение распределено в них прерывисто, выделяются участки пустых пород и некондиционных руд. Часто рудные тела распадаются на отдельные рудные линзы, расположенные кулисообразно и формирующие в совокупности рудоносную зону.

Все урановорудные тела приурочены к рудовмещающим метасоматитам двух типов: щелочно-силикатным (натриевым) и карбонатным (доломит-кальциевым). Натриевые метасоматиты образуются по кварц-биотитовым, амфибол-кварцевым и железистым роговикам и состоят из альбита, эгирина, рибекита и родусита. Карбонатный метасоматоз развивался преимущественно по магнетитовым рудам и куммингтонит-магнетитовым сланцам. Соотношение минералов в обоих типах метасоматитов изменяется в зависимости от состава замещаемых пород. Так, в железистых роговиках и сланцах эгирин преобладает над альбитом, куммингтонитовые сланцы замещаются Mg-Fe карбонатами, а кварцевые прослои в железных рудах – доломитом. С составом метасоматитов связан и минеральный состав урановой минерализации. В альбититах наблюдается вкрапленность урано-держущего апатита, малакона и ненадкевита. В карбонатных метасоматитах преобладает уранинит, отлагаются своеобразные карбонат-железистые урановые руды с четко выраженной полосчатой текстурой.

По минеральному составу и текстурам различают три типа урановых руд: уранинит-магнетитовый, ненадкевит-альбитовый и настуран-коффинитовый.

Уранинит-магнетитовые руды представлены тонкорассеянной вкрапленностью уранинита (0,001–1 мм) в доломите и эгирине, ассоциирующих с магнетитом. Уранинит в тесном сростании с гематитом окружает относительно более крупные зерна мартитизированного магнетита. Для руд характерна полосчатая текстура, унаследованная от магнетитовых руд.

В ненадкевит-альбитовых рудах главный урановый минерал – ненадкевит – слагает мелкие прожилки, гнезда или тонкорассеянную вкрапленность (0,001–0,1 мм) в мелкозернистых альбититах, в состав которых в небольшом количестве входят эгирин, рибекит, хлорит, кальцит, гематит. Кроме ненадкевита отмечены браннерит и уранинит. Руды этого типа формируют промышленные залежи урановых руд силикатного типа.

Настуран-коффинитовые руды локализуются в карбонатных или натриевых метасоматитах. Для них типичны прожилковые и брекчиевые текстуры. Встречаются они довольно часто, но в ограниченных количествах и самостоятельного промышленного значения не имеют.

Выделяются четыре стадии минералообразования (рис. 17): 1) ранняя силикатная (урановая I); 2) карбонатно-уранинитовая (урановая II); 3) поздняя силикатная; 4) сульфидно-настурановая (урановая III).

В первую стадию сформировались основные минералы процесса натриевого метасоматоза – сахаровидный и розетковидный альбит, щелочные амфиболы, апатит и малакон, обогащенные ураном и тори-

Минерал	Стадия минералообразования								
	Силикатная ранняя (урановая I)		Карбонатно-уранинитовая (урановая II)		Силикатная поздняя (безурановая)		Сульфидно-настурановая (урановая III)		
	Минеральная ассоциация								
	Магнетит-рибекитовая, амфибол-эгирин-альбитовая, слюдовая	Апатит-малаконовая	Амфибол-ненадкеевитовая	Гранат-пироксен-амфиболовая	Карбонат-уранинитовая	Биотит-тальковая	Амфибол-эгириновая	Сульфидно-настурановая	Кальцит-кварцевая
Рибекит, рибекито-родусит	■								
Магнетит				▲	▲				
Альбит	■						▲		
Родусит, кроссито-родусит	■		■	▲	▲		■		
Эгирин	■								
Кальцит						■			
Зеленая слюда, гидробиотит	■							■	
Стильпомелан	■								
Апатит		■							
Малакон		■							
Сфен		■							
Гематит, гидроксиды Fe			■			■	■		■
Ненадкеевит			■			■	■		
Мартит						■	■		
Браннерит						■	■		
Хлорит								■	■
Андрадит									
Пироксены, эпидот				■					
Актинолит, актинолит-родусит					■				
Fe-Mg карбонаты					■				
Доломит					■				
Уранинит					■				
Крокидолит						▲		■	
Пирит					■			■	
Тальк						■			
Биотит						■			
Настуран						■			
Коффинит								■	
Мушкетовит									
Халькопирит								■	
Марказит								■	
Сфалерит								■	
Кварц									
Характер изменения пород									
Кварц-биотитовые сланцы	Альбитизация						Хлоритизация, биотитизация, пиритизация		
Амфиболовые породы	Рибекитизация, родуситизация				Карбонатизация		Эгиринизация		
Железистые роговики	Эгиринизация								
Рудные ассоциации									
Гематит-браннерит-ненадкеевитовая	■		■						
Мартит-уранинитовая	■		■		■				
Сульфидно-настурановая	■		■		■		■		



1

2

3

4

ем. Урановые минералы – ненадкевит, браннерит и, возможно, уранинит – появляются в конце стадии в связи с понижением общей щелочности растворов, наступившей после связывания натрия в щелочные силикаты, и повышением содержания углекислоты.

Во вторую стадию образовались гранаты, пироксены, эпидот, карбонаты и пирит. Заметно возросла роль углекислоты, что выразилось в появлении пластинчатого гематита доломита и сидерита, замещении магнетита мартитом. С доломитом выделяется и уранинит.

Третья стадия являлась безрудной. В этот период повторно отлагались типичные минералы натриевых метасоматитов – эгирин, щелочные амфиболы, альбит и гидрослюда. Их формирование сопровождалось частичным растворением и перераспределением оксидов и силикатов урана.

К четвертой стадии относится развитие карбонатных и кварц-карбонатных прожилков с настураном, коффинитом и включениями сульфидов. Они образовывались преимущественно путем выполнения приоткрытых полостей при ограниченном метасоматозе.

Смена минерального состава в процессе формирования руд свидетельствует о эволюции рудоносных растворов, происходившей в результате интенсивного проявления процессов щелочного и карбонатного метасоматоза.

Генезис месторождений. Месторождения двух выделенных типов имеют общий генезис и отличаются лишь тем, что метасоматиты железо-урановых месторождений развивались по породам железорудной формации, а собственно урановых месторождений – по силикатным породам гранитоидного состава.

В настоящее время существуют три концепции их формирования: метаморфогенная, гидротермальная постмагматическая и метеороно-ювенильная. Концепция метаморфогенного происхождения, разработанная школой Я.Н. Белевцева, предполагает первичное сингенетическое накопление урана в породах и последующее его перераспределение и перенос в процессе метаморфизма и ультраметаморфизма с образованием промышленных скоплений урановых руд. Вероятным источником урана для железо-урановых месторождений считаются породы нижней метапесчано-конгломератовой толщи с повышенным

Рис. 17. Схема последовательности минералообразования на железо-урановом месторождении. По В.И. Жуковой:

1 – урансодержащие минеральные ассоциации; 2 – минералы вмещающих пород, входящие в состав руд; 3 – направленность метасоматоза; 4 – дробление ранних минеральных ассоциаций, приоткрытие трещин

содержанием урана, а для собственно урановых месторождений – кластогенные породы нижнего протерозоя.

Становление железо-урановых месторождений происходило внутри пород протерозойского структурного этажа в результате перемещения урана из пород нижней свиты по складчато-разрывным зонам повышенной проницаемости и отложения его в породах средней железорудной свиты.

На собственно урановых месторождениях в альбититах процесс ультраметаморфизма привел к перекристаллизации и переплавлению кластических пород нижнего протерозоя, которые явились источником минерализованных растворов. Эти воды могли переносить и концентрировать большие массы минеральных веществ, в том числе и уран. Авторы гипотезы допускают возможность участия в формировании минерализованных постультраметаморфических растворов ювенильных (подкорových) вод и вод глубинной циркуляции. Эти растворы могли проникать по зонам дробления, вызывая альбитизацию вмещающих пород и последующее отложение урановых руд.

Формы переноса рудных компонентов в растворах и причины рудоотложения были те же, что и в обычных постмагматических гидротермальных растворах.

Концепция метаморфогенного образования урановых месторождений подтверждается следующими факторами.

1. Рудные тела месторождений железо-уранового типа залегают в железо-сланцевых породах амфиболовой фации метаморфизма вне какой-либо связи с интрузивными телами или областями гранитизации.

2. Карбонат-магнетит-урановые руды характеризуются послойным вкрапленным распределением урановых минералов. Определяющая роль принадлежала благоприятным складчатым структурам. В зонах брекчирования встречены обломки уже сформировавшихся послойно-вкрапленных руд.

3. Изотопный возраст натриевых метасоматитов (1,8–1,65 млрд. лет) совпадает со временем завершения метаморфизма и ультраметаморфизма нижнепротерозойских пород. Изотопный возраст главных типов послойно-вкрапленных руд соответствует возрасту альбититов. Переотложенные прожилковые руды с настураном имеют более молодой возраст.

4. Собственно урановые месторождения в альбититах сформированы в ходе единого процесса в обстановке выноса натрия из окружающих пород. Гранитоиды, в которых залегают урановые месторождения, отличаются высоким (более 1,5) калий-натриевым отношением. Процессы щелочного метасоматоза и рудообразования характеризуются общностью привноса и выноса элементов. Предполагается, что из

Таблица 10.

Средние значения абсолютного возраста различных образований района месторождений ураноносных альбититов. По В.А. Крупенникову

Образование различных этапов развития района	Анализируемый материал	Метод	Возраст, млрд. лет
Абиссальные раннепротерозойской тектоно-ультраметагенной активизации (протоактивизации): калиевые граниты зоны смятия и будинажа пегматиты бластомилониты высокотемпературные ураноносные калиевые метасоматиты	Циркон Биотит " "	U-Pb K-Ar K-Ar K-Ar K-Ar	2 – 1,95 1,95 1,95 1,95–1,9
Гипабиссальные – приповерхностные протерозойской тектоно-магматической активизации: граниты-рапакиви " дайки пикритов натриевые метасоматиты урановые руды "	Биотит Циркон Биотит Рибекит Настуран Титанаты урана	K-Ar U-Pb K-Ar K-Ar U-Pb	1,8–1,75* 1,8 1,75–1,6 1,8 – 1,6
дайки габбродиабазов дайки анортосиенитов Платформенные: дайки диабазовых порфири- тов	Гастингсит Валовая проба "	K-Ar K-Ar	1,6 1,4 1,2–1,3
*Из опубликованных работ.			

гранитоидов в рудные альбититы привносились натрий, уран, ванадий, бериллий, иттрий, иттербий, стронций, цирконий и торий.

5. Изотопный состав кислорода (^{16}O и ^{18}O) в гранитах и биотитовых гнейсах близок к таковому в альбититах, развивавшихся по этим породам.

Сторонники гидротермальной гипотезы высказывают два возможных самостоятельных варианта образования ураноносных альбититов. Одни считают, что источником урана были постмагматические растворы, отделившиеся от кристаллизовавшихся массивов раннепротерозойских калиевых гранитов. Однако эта концепция опровергается фактами резкого несовпадения времени возникновения ураноносных альбититов и калиевых метасоматитов, возраст которых соответственно 1,8–1,6 и около 2 млрд. лет (табл. 10). Кроме того, гранитоиды

формировались в условиях больших глубин и высоких температур, а ураноносные альбититы развивались по глубинным ультраметаморфическим породам, оказавшимся в процессе длительной эрозии в приповерхностных условиях.

Другие же приверженцы концепции гидротермального происхождения месторождений основываются на представлении о связи гидротермальной деятельности с процессами протерозойской тектоно-магматической активизации. Это подтверждается близостью времени образования ураноносных альбититов, катаклазитов и милонитов (в зонах разломов), а также пологих тектонических впадин, выполненных нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами, и приповерхностных гранитов рапакиви, даек пикритов и габбродиабазов (см. табл. 10). Все эти проявления магматической и тектонической деятельности представляют собой составные элементы протерозойской тектоно-магматической активизации. Эта концепция достаточно убедительно подтверждается приведенной сводкой данных абсолютного возраста различных типов горных пород и урановых руд.

Согласно гипотезе о метеорно-ювенильном происхождении урановых руд, их формирование обусловлено циркуляцией по зонам разломов метеорных вод. В процессе циркуляции происходило их смешение с ювенильными водами, сопровождавшееся повышением температуры. Эти воды могли извлекать уран из вмещающих пород и перерабатывать его в виде промышленных концентраций в благоприятной геологической обстановке. Исследования Ю.А. Борщевского и других показали, что верхний предел температуры процессов альбитизации, карбонатизации и уранового рудообразования не превышал 130 °С. Натриевый метасоматоз и отложение урановых руд связываются с деятельностью поверхностных вод, что подтверждается соотношениями изотопов кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) и углерода ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$). Рудоносные растворы были обогащены легкими изотопами этих элементов, что характерно для поверхностных вод.

По совокупности приведенных данных определения абсолютного возраста различных пород и урановых руд, изотопных анализов кислорода и углерода наиболее убедительной представляется концепция о формировании урановых месторождений в связи с процессами протерозойской тектоно-магматической активизации древних платформ. Вероятным источником металла могли быть комплексы древних пород, обогащенные ураном. Не исключается и возможность активного участия метеорных вод в образовании месторождений.

4.3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ, ЗОЛОТО-УРАНОВОЙ И НИКЕЛЬ-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИЙ В МАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

Месторождения этой группы, впервые выявленные в 70-х гг. XX в. в пределах докембрийских щитов Австралии и Канады, получили в геологической литературе название урановых месторождений "несогласия". Они обладают большими запасами высокосортных урановых руд (более 25 % мировых запасов урана капиталистических и развивающихся стран), иногда ассоциирующих с золотом или никелем.

Несмотря на пространственную разобщенность урановых месторождений Австралии и Канады, в их строении и условиях образования отмечено много общего, что позволило объединить эти объекты в единую группу. На всех месторождениях достаточно четко проявлена рудоконтролирующая роль крупных геологических несогласий между верхними формациями геосинклинального структурного этажа и залегающими на их эродированной поверхности протерозойскими отложениями платформенного чехла.

4.3.1. Золото-урановые месторождения региона Пайн-Крик (Северная территория Австралии)

Северная территория Австралии расположена в пределах протогеосинклинали Пайн-Крик, сформировавшейся на архейском фундаменте в краевой части Центрально-Австралийского щита в раннем протерозое. Описание геологического строения северной территории и основных урановых месторождений приведено в работах П.Г. Стюарт-Смита, Р.С. Ниохема, И.Х. Крика, Н.П. Лаверова, А.О. Смилькстын и др.

В стратиграфическом разрезе выделяются фундамент щита, метаморфизованные отложения протогеосинклинали Пайн-Крик, платформенный чехол, сложенный верхнепротерозойскими слабо метаморфизованными толщами пород формации Комболджи и рыхлыми мезокайнозойскими отложениями (рис. 18).

Породы фундамента образуют крупное поднятие в центральной части района. Здесь развиты наиболее древние метаморфизованные породы архея, купола, возникшие при анатектическом преобразовании нижнепротерозойских пород.

В процессе последующего метаморфизма, достигшего амфиболовой ступени, формировались гнейсы, мигматиты, железистые кварциты. Становление пород фундамента относят к рубежу 2500–2400 млн. лет.

Породы, слагающие геосинклиналь Пайн-Крик, накапливались в интракратонном бассейне при переменной континентальной и мелководной морской обстановке в период раннего протерозоя (2400–1870 млн. лет). В целом по разрезу осадочные толщи отличаются фациальной устойчивостью. Исследователи геологического строения Северной

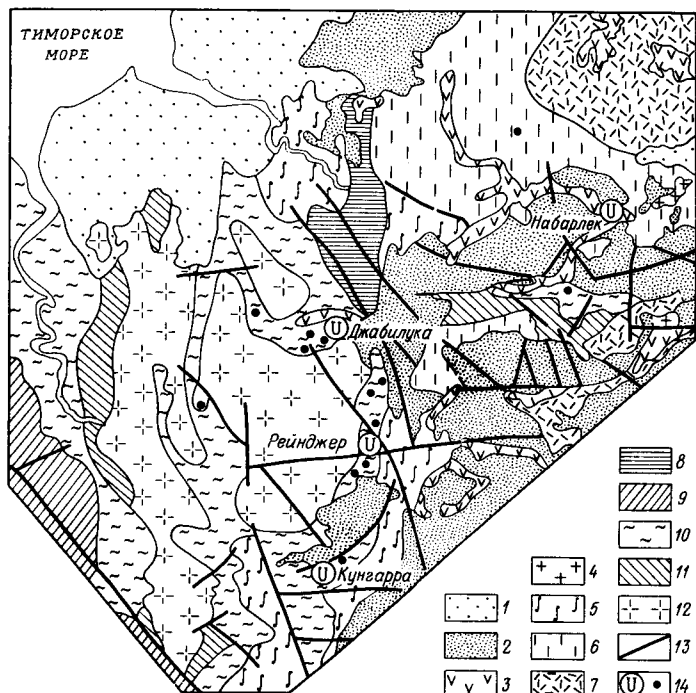


Рис. 18. Схема геологического строения региона Пайн-Крик. По Г.Р. Эверсу и др.: 1–2 – отложения платформенного чехла: 1 – меловые, 2 – позднепротерозойские формации Комболджи; 3–7 – интрузивные и метаморфизованные комплексы раннего протерозоя: 3 – долериты Озпели, 4 – граниты Набарлек; 5–6 – метаморфизованные мигматиты комплексов: 5 – Наурландж, 6 – Мира Фоллс, 7 – гранитизированное ядро комплекса Нимбуваг; 8–11 – геосинклинальные комплексы раннего протерозоя: 8 – формация Кулпин, 9 – песчаники Мондокью, 10 – формация Кэзил, 11 – кварциты и гнейсы группы Какаду; 12 – породы архейского фундамента – комплекс Нанамбу; 13 – тектонические нарушения; 14 – урановые месторождения и рудопроявления

территории Австралии различают четыре стадии развития геосинклинали.

Первая стадия выразилась в рифтообразовании и погружении архейского основания, что привело к возникновению трога и двух сопряженных с ним шельфов. Наиболее древние породы этой стадии объединяются в группу Какаду. Они представлены песчаниками, аркозами, конгломератами, кварцитами, сланцами, гнейсами. В дальнейшем в центре геосинклинали сформировалась мощная (более 3000 м) толща тонкокластических и химических осадков – пиритистых углеродисто-кремнистых сланцев, алевролитов, карбонатных песчаников,

доломитов и сланцев. Эти породы объединены в формацию Кэхил. Они широко распространены в обрамлении поднятия Нанамбу. В пределах трога на отдельных участках проявился субмаринный основной вулканизм.

Во вторую стадию произошло локальное воздымание архейского основания, что вызвало привнос кластического материала в трог и на шельфы. Вокруг приподнятых участков возникают протяженные аллювиальные конусы, сложенные песчаниками и конгломератами, которые по мере удаления сменяются листоватыми алевролитами, глинистыми сланцами и кварцевыми песчаниками. Они объединяются в группу Маунт-Партридж.

Третья стадия развития геосинклинали началась с тектонических движений, приведших к поднятию и складкообразованию. Режим воздымания сопровождался пенеппенизацией ранее сформированных осадочных толщ. Тектоническая активизация сменилась стабилизацией и морской мелководной трансгрессией, сопровождавшейся накоплением химических и органогенных осадков (формация Кулпин). Они преобладают в западной части геосинклинали. В конце стадии происходит внедрение толеитовых базальтов (долериты Зейму), преимущественно в виде силлов.

С четвертой стадией связывают возникновение основной складчатости, метаморфические преобразования, орогенез и посторогенную интрузивную деятельность. Степень метаморфизма пород (как и интенсивность складчатости) возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток от зеленосланцевой фации на юго-западе через амфиболовую в области центрального поднятия Нанамбу до гранулитовой на северо-востоке. Наиболее глубоко метаморфизованные разности пород выделяются как комплекс Нимбуваг, сложенный гранитоидными мигматитами, гранитами, гнейсами, сланцами. Они образовались в результате анатектических преобразований и метаморфизма пород фундамента в раннем протерозое (1870–1800 млн. лет). Комплекс Нимбуваг имеет концентрическое строение: гранитоидное ядро окружено зоной мигматитов и послыно инъецированных гнейсов и внешней зоной сланцев и гнейсов.

Интрузивная деятельность проявилась в образовании массивов гранитов, сиенитов, гранодиоритов (1780–1730 млн. лет). Внедрение гранитоидов сопровождалось ороговикованием вмещающих пород. В гранитоидах отмечаются повышенные содержания фтора и бора. Количество флюорита достигает в них 2 %, широко распространены турмалин, топаз. Кварц-турмалиновые роговики обогащены минералами вольфрама, олова, висмута, а также золотом.

Платформенный чехол сложен породами верхнего протерозоя (1600–1200 млн. лет), кембро-ордовика, перми и нижнего мела. Их

образованию предшествовала нивелировка поверхности – предкомболджийское региональное несогласие. Тектонические условия в докембрийский период формирования чехла были относительно стабильными.

Породы платформенного чехла представлены песчаниками, доломитами, алевролитами, известняками. Среди них встречены дайки фонолитов и кварцевых долеритов, возраст которых определяется соответственно в 1316 и 1200 млн. лет. Нижняя часть платформенного чехла выделяется в формацию Комболджи. В ней развиты многочисленные послойные и секущие тела долеритов, гранофиров и сиенитов, возраст которых близок к 1400–1200 млн. лет.

Тектонические подвижки, происходившие по разломам близмеридионального и северо-западного направлений в позднепротерозойское – рифейское время, рассматриваются как проявление послеплатформенной тектонической активизации. В восточной части региона по отдельным нарушениям северо-западного и субширотного простирания древние метаморфические породы надвинуты на платформенные отложения формации Комболджи с образованием сложных структур типа надвиговых чешуй.

Основные урановые месторождения залегают в породах формации Кэхил и пространственно тяготеют к областям развития "черных" углеродистых сланцев, обогащенных органическим веществом (до 30 %) и содержащих повышенные концентрации (в %) урана (0,002–0,013), ванадия (до 0,045), кобальта (0,004), хрома (0,013), меди (0,018), вольфрама (0,015), циркония (0,012), бора (до 0,03).

Месторождения располагаются вблизи древних архейских и раннепротерозойских поднятий. Так, наиболее крупные из них – Джабилука, Рейнджер и Кунгарра – локализируются в восточном крыле поднятия Нанамбу (см. рис. 18). В гранитоидах и гнейсах этого поднятия отмечены повышенные содержания урана (до 0,003–0,005 %) и K_2O (до 8 %).

Важным структурным рудоконтролирующим элементом является зона несогласия в основании отложений платформенного чехла. В регионе Пайк-Крик все месторождения и проявления урановой минерализации контролируются положением этой зоны несогласия и залегают под покровом комболджийских песчаников.

Месторождение Джабилука открыто в 1971 г. Это одно из крупнейших в мире урановых месторождений богатых руд. Оно представлено двумя рудными телами – Джабилука-1 и Джабилука-2 с общими запасами U_3O_8 около 230 тыс. т и содержанием урана в рудах 0,38 %. Кроме того, только на верхних горизонтах месторождения разведано около 8 т золота с содержанием 12–15 г/т.

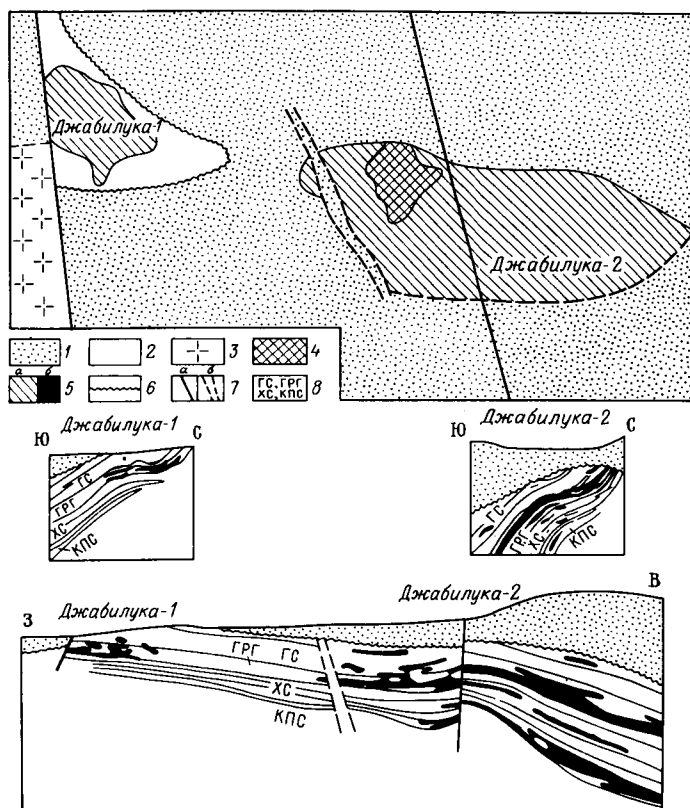


Рис. 19. Геологический план и разрезы месторождения Джавилука. По М.Р. Хейдж и Д.К. Раунтри:

1 — песчаники формации Комболджи; 2 — продуктивная толща формации Кэхил; 3 — гранитоиды комплекса Нанамбу; 4 — область развития золотой минерализации; 5 — урановорудные тела: а — в проекции на горизонтальную плоскость, б — в разрезе; 6 — поверхность несогласия; 7 — нарушения (а) и зона пегматитов (б); 8 — состав сланцев продуктивной толщи: ГС — графитовые, ГРГ — главный рудоносный горизонт — углеродистые и кварц-хлоритовые, ХС — хлоритовые, КПС — хлоритовые и кварц-полевошпатовые

Месторождение залегает в породах формации Кэхил (рис. 19), представленных светло-серыми кварц-мусковит-серицитовыми сланцами. Породы претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации в эпоху около 1800 млн. лет. В сланцах выделяется продуктивная толща общей мощностью до 100 м, которая состоит из четырех рудоносных слоев. Верхний — "графитовый" — сложен хлоритовыми, углеродистыми сланцами и доломитами с зонами брекчирования. В 60 м ниже по разрезу находится основной рудоносный горизонт, вмеща-

ющий главные запасы месторождения. Он включает углеродистые и кварц-хлоритовые сланцы с прослоями доломитов и роговиков с зонами брекчирования. Еще на 15–20 м ниже расположены два рудоносных слоя хлоритовых и кварц-полевошпатовых сланцев, местами обогащенных углеродистым веществом.

Основные промышленные концентрации урана приурочены к породам интенсивно хлоритизированным, развитым вдоль тектонических нарушений, локализующихся в лежащем боку прослоев графитовых сланцев. Количество хлорита в измененных разностях пород увеличивается до 45 %. Рудные залежи во многом сходны: они стратиформны, тяготеют к зонам брекчирования, локализируются в породах, подвергшихся магниевому метасоматозу, залегают на небольшой глубине непосредственно под зоной несогласия, разделяющей породы фундамента и платформенного чехла.

Наиболее крупной региональной тектонической структурой месторождения является пологопадающий сброс, прослеживающийся вдоль контакта песчаников Комболджи и продуктивной толщи сланцев. Другая система тектонических нарушений представлена серией субмеридиональных крутопадающих разрывов, пересекающих и продуктивную толщу, и песчаники платформенного чехла. Рудовмещающие сланцы смяты в линейную асимметричную складку близширотного простирания: южное крыло ее, сложенное породами продуктивной толщи, имеет более крутое падение, чем северное. Ось складки постепенно погружается в восточном направлении. Важную роль в размещении урановых руд играют своеобразные карстогенные структуры обрушения.

Вдоль тектонических нарушений и послойных зон брекчирования наблюдается интенсивная хлоритизация силикатных пород и доломитизация карбонатных. На удалении от рудоносных горизонтов, на безрудных участках, развиты тонкорассеянный серицит и мусковит, местами замещающие хлорит; широко проявлена турмалинизация пород. Руда обычно ассоциирует со светло-зеленым или белым криптокристаллическим хлоритом. Интенсивность процесса хлоритизации возрастает по мере приближения к рудоносным брекчиям и жилам.

Урановые минералы в рудах представлены настураном, уранинитом и коффинитом, образующими тонкие прожилки, вкрапленность, массивные послойные скопления в хлоритизированных породах. Золото по времени выделения является более поздним. Мелкие зерна золота обнаружены в хлорите, замещавшем уранинит. Формирование золотой минерализации сопровождалось окислением углеродистого вещества и пирита, замещаемого гематитом, что отчетливо наблюдается в зальбандах золотоносных прожилков. Несмотря на то что отчетливой корреляционной связи между золотом и ураном не установ-

лено, повышенные концентрации золота отмечаются только в пределах урановорудных жил, особенно в их верхних частях. В жилах и брекчиях с уранинитом выявлен сложный комплекс минералов, включающий развивающиеся по ураниниту коффинит, галенит, золото со следами серебра, а также минеральные ассоциации с висмутом, теллуrom, палладием, никелем, кобальтом и железом. Эти жилы и зоны частично замещаются хлоритом, кварцем, халькозином, ковеллином, халькопиритом. В рудах отмечены повышенные концентрации скандия, иттрия, редких земель.

Урановое месторождение сформировалось после эпохи регионального метаморфизма. При анализе изотопного уранинита и галенита из рудных тел были получены следующие значения абсолютного возраста: 1700, 900, 500 и 150 млн. лет.

Месторождение Рейнджер расположено в 20 км южнее месторождения Джабилука и представлено двумя рудными телами с общими запасами U_3O_8 около 100 тыс. т при содержании урана 0,27 %. Возможно дальнейшее увеличение запасов за счет их доразведки и разведки выявленных аномалий.

Месторождение залегает в непосредственном восточном экзоконтакте архейского кристаллического основания, образующего поднятие Нанамбу, в пределах которого развиты мигматизированные гнейсы и сланцы.

Продуктивная толща сложена амфиболитами, полевошпатовыми и слюдястыми сланцами суммарной мощностью более 200 м. В ее основании залегают карбонатные породы с прослоями хлорит-серицитовых сланцев и линзами хлоритов. Карбонатные породы интенсивно перекристаллизованы и преобразованы в доломитовые и магнезиальные мраморы, включают линзы тальк-хлоритовых пород. В продуктивной толще выделяется два комплекса рудовмещающих пород – рудных сланцев: нижние углеродисто-кремнистые и верхние мощностью около 150 м, представленные в основном биотит-полевошпат-кварцевыми разностями. Рудовмещающие породы брекчированы, в них хорошо проявлены своеобразные структуры коллапса. Все известные рудные тела локализуются в породах этих двух комплексов, которые относятся к формации Кэхил. Выше по разрезу залегают сланцы висячего бока продуктивной толщи.

Породы рудовмещающей толщи прорваны телами турмалин-мусковитовых пегматитов и долеритов.

Весь комплекс пород залегает моноклинально, простирается в субмеридиональном направлении и полого падает на восток (рис. 20). Важная роль в структуре месторождения принадлежит пологим межформационным и межпластовым нарушениям. Они образуют мощные зоны рассланцевания в основании продуктивной толщи и между отдельными рудоносными пачками пород.

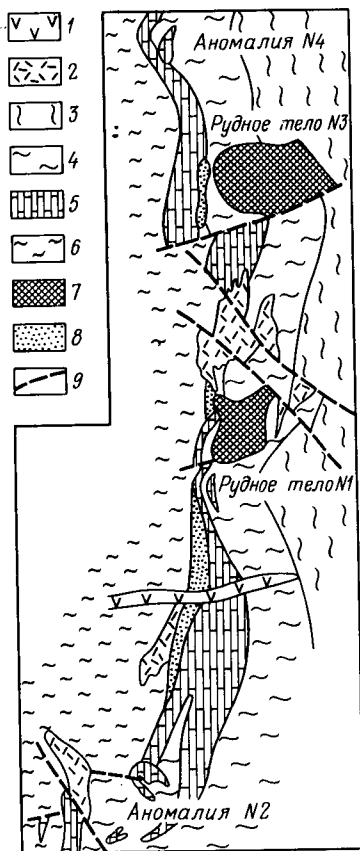


Рис. 20. Геологический план месторождения Рейнджер. По М.Р. Хейдж и Д.К. Раунтри:
1 — долериты; 2 — пегматиты и пегматоиды; 3—4 — сланцы: 3 — всячего бока, 4 — рудовмещающие углеродисто-кремнистые; 5 — перекристаллизованные доломиты; 6 — гнейсы и сланцы лежащего бока; 7 — рудные тела; 8 — зоны рассланцевания в основании продуктивной толщи; 9 — разрывные нарушения

Вдоль крупных зон тектонических нарушений породы интенсивно изменены: алюмосиликатные разности хлоритизированы, а доломиты замещены магнезитом и кварцем. Интенсивность хлоритизации биотит-полевошпат-кварцевых сланцев затухает по мере удаления от тектонических послойных пологопадающих зон. Процесс изменения начинается с замещения биотита, а затем и полевошпата хлоритом; при этом увеличивается количество кварца и серицита. В процессе изменения привносятся магний и вода, частично выносятся кальций, натрий и алюминий.

На отдельных участках месторождения эти процессы интенсивно проявились в породах карбонатной толщи. При этом возникают карстовые полости, структуры обрушения и разуплотнения вышележащих сланцев. В зонах разрывов и вблизи зон обрушения сохраняются прослои, обогащенные углеродистым веществом, образуются массивные скопления, прожилки, жилы хлорита мощностью 10 м и более, содержащие включения тонкозернистого кварца. Хлорит представлен преимущественно пеннином, ассоциирующим с рассеянными гематитом, оксидами титана и апатитом.

Основные скопления богатых урановых руд пространственно тяготеют к тектоническим зонам разрывов и обрушения вдоль контакта между нижней и верхней пачками пород рудовмещающей толщи. Особенно богатые руды сосредоточены внутри или вблизи

прослоев, обогащенных углеродистым веществом. Благоприятны для уранового оруденения и хлоритизированные сланцы.

Основными урановыми минералами являются настуран и урановые черни. Настуран встречается в виде рассеянной вкрапленности в хлорите или слагает самостоятельные прожилки. Сажистые скопления урановых черней развиваются по плоскостям сланцеватости и отдельности. В небольших количествах отмечены браннерит, изотропитизированные титанаты и фосфаты урана. Кроме хлорита и кварца в рудах присутствуют оксиды титана, гематит, апатит, пирит, халькопирит, галенит и немного золота.

Месторождение Кунгарра расположено в 30 км к югу от месторождения Рейнджер, в южной части рудного района. Запасы его оцениваются в 30 тыс. т U_3O_8 при содержании урана 0,1–0,2 %.

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения является крупный взброс Кунгарра северо-восточного простирания и юго-восточного падения, по которому рудовмещающие породы формации Кэхил надвинуты на песчаники формации Комболджи. В зоне взброса развиты милониты и брекчии общей мощностью 5–7 м. Обломки пород сцементированы кварцем, хлоритом и карбонатом с гематитом и минералами урана.

В составе рудовмещающих пород в направлении от зоны надвига выделяются кварц-хлоритовые сланцы с прослоями нацело окварцованных пород, графит-кварц-хлоритовые сланцы с пиритом и графит-хлоритовыми брекчиями, кварц-мусковит-биотит-полевошпатовые, кварц-мусковит-хлоритовые сланцы и амфиболиты.

В лежащем боку взброса песчаники и конгломераты Комболджи интенсивно окварцованы и пересекаются системой мелких прожилков хлорита.

Урановые руды приурочены к хлоритовым сланцам формации Кэхил. Рудные тела имеют линзовидную форму, залегают в целом согласно с простиранием вмещающих пород, т.е. в северо-восточном направлении и падают к юго-востоку под углом около 50°.

Наиболее крупное рудное тело прослежено по простиранию на 450 м и по падению на 100 м. Все рудные тела ориентированы параллельно основному взбросу и не удаляются от него на расстояние более 50 м. Общая мощность рудоносной зоны около 30 м. Наиболее богатые рудные скопления локализуются в прослоях графитовых сланцев или залегают под ними. Так же как и на остальных месторождениях, рудные тела довольно резко выклиниваются с глубиной.

Настуран образует почковидные выделения и прожилки в зонах дробления и по трещинкам, параллельным плоскостям рассланцевания среди хлоритизированных сланцев в висячем боку взброса. Сплошные, богатые руды, тяготеющие к крупным тектоническим швам

взброса, локализуются в местах изгибов складок по простиранию и падению. В зоне окисления до глубины около 30 м отмечаются вторичные руды, представленные уранил-фосфатами и силикатами урана. Они слагают крупные тела неправильной формы, смещенные по отношению к контуру первичных руд на расстояние до 60 м.

Месторождение Набарлек расположено в 40 км к северо-востоку от месторождения Джабилука. Оно также залегает в хлоритовых метасоматитах. При относительно небольших запасах (около 10 тыс. т U_3O_8) руды отличаются высоким содержанием урана (до 10–12 %) и золота (0,5–0,8 кг/т). Скопления золота приурочены к трещинам, рассекающим зерна настурана. Изотопный возраст урановых руд определен в 620 ± 20 млн. лет.

В формировании месторождений северной территории Австралии выделяется несколько этапов накопления и перераспределения урана.

Первый этап соответствует сингенетическому накоплению урана в углеродисто-кремнистых сланцах формации Кэхил в условиях мелководного шельфа. Первичное содержание урана, рассеянного в породах "черносланцевой" формации, обогащенного органическим веществом, составляет около 103 г/т. Возможным источником его могли быть выступы древнего архейского кристаллического основания, исходно обогащенные ураном. Возраст этих первых в истории эволюции земной коры концентраций урана 2200–2000 млн. лет.

Второй этап мог играть определяющую роль в формировании промышленных скоплений урановых руд. В этот период происходит развитие мощных докомболджийских кор выветривания. Нижнепротерозойские породы формации Кэхил в течение длительного времени подвергались разрушению и эрозии. Перепады рельефа достигли нескольких сотен метров, вдоль послойных тектонических зон развивались глубокие линейные коры выветривания, процессы эрозии и корообразования могли сопровождаться перераспределением и концентрацией в благоприятных условиях значительных количеств урана.

Третий этап проявился в переотложении, а возможно, и в привносе новых порций урана в связи с метаморфизмом и складкообразованием геосинклинали Пайн-Крик. Это подтверждается данными модельного возраста урановых руд месторождений Рейнджер (1800 млн. лет).

С завершающим этапом развития геосинклинали Пайн-Крик связана магматическая деятельность. К этому времени относится появление долеритов, тела пегматитов. В подобной обстановке возможно образование урановых месторождений из гидротермальных растворов. Возраст этого этапа перераспределения и концентрации урана около 900 млн. лет.

Четвертый этап связан с проявлением протоактивизации на пло-

щади геосинклинали Пайн-Крик и перераспределением в связи с этим урана, приведшим к формированию высокосортных руд. Процессы протоактивизации происходили в рифее – раннем палеозое (700 – 600 млн. лет.).

4.3.2. Никель-урановые месторождения региона Атабаска (Канада)

Урановорудный регион Атабаска находится в краевой юго-западной части Канадского щита, где докембрийские породы фундамента перекрываются верхнепротерозойскими отложениями платформенного чехла.

В стратиграфическом разрезе выделяются три структурных этажа: архейский фундамент, раннепротерозойские миогеосинклинальные комплексы и позднепротерозойский платформенный чехол. Породы раннепротерозойского комплекса слагают "подвижный пояс Кри-Лейк", расположенный в центральной части района и протягивающийся в северо-восточном направлении. С юго-востока и северо-запада он ограничен крупными разломами. В пределах "подвижного пояса" расположены основные урановые месторождения "несогласия".

Породы архейского фундамента образуют крупный кратон к северо-западу от "подвижного пояса", сложенный гранитизированными пара- и ортогнейсами, мигматитами, лейкократовыми гранитами и метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями. Возраст наиболее ранних гранитов 2600–2400 млн. лет. Содержание урана в лейкократовых инъекциях архейских мигматитов часто достигает 300 г/т, а содержание в гранитах – от 3,2 до 15 г/т.

Раннепротерозойские миогеосинклинальные комплексы "подвижного пояса" формировались в узких приразломных геосинклиналях (тробах).

В нижней части разреза преобладают пелитовые гнейсы, в отдельных участках содержащие повышенные количества графита. Графитосодержащие биотитовые гнейсы обогащены ураном, что позволяет использовать их в качестве маркирующих горизонтов. Выше развиты метааркозы, чередующиеся с прослоями известково-силикатных пород, мраморов, амфиболитов и графитизированных гнейсов. В них распространены инъекции гранитов и пегматитов. Карбонатные породы отличаются повышенными содержаниями фосфора и урана. Общая мощность раннепротерозойских геосинклинальных отложений 3000–4000 м. Условия их залегания на архейском фундаменте и состав пород свидетельствуют о накоплении их в обстановке мелководного бассейна.

Породы смяты в узкие, иногда изоклинальные, крутопадающие складки северо-восточного простирания. Возраст главной складча-

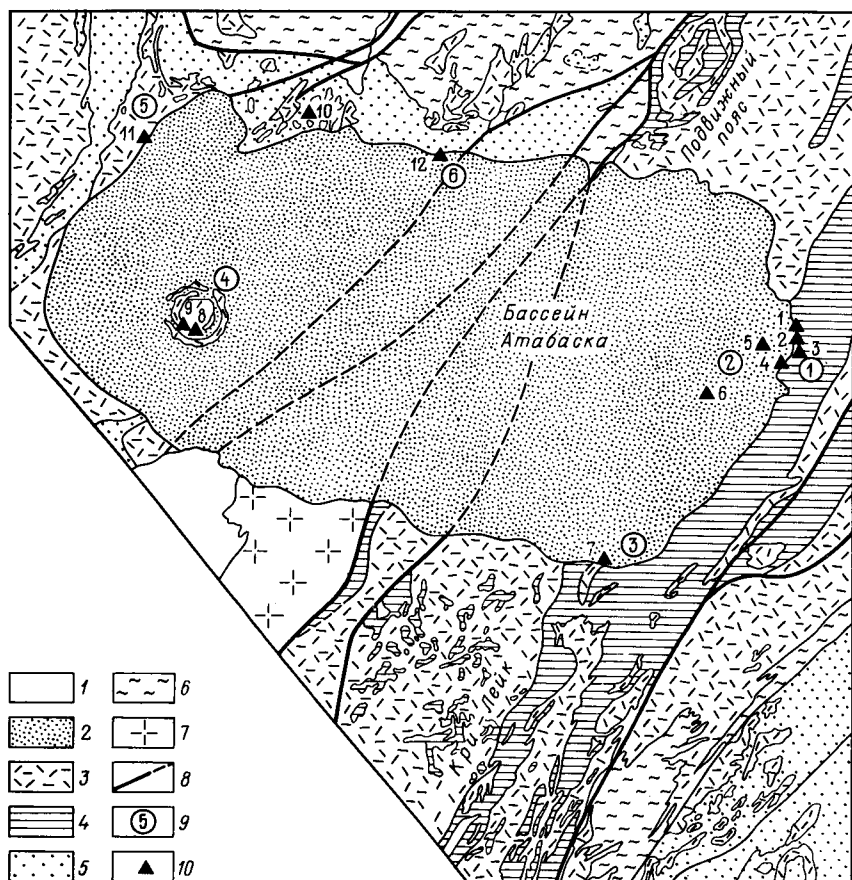


Рис. 21. Положение ураноносных районов и месторождений в регионе Атабаска. По Дж. Льюри и Т.Сибболду:

1 — отложения фанерозоя; 2 — кварцевые песчаники формации Атабаска; 3 — конгломераты, аркозы и алевролиты нижней толщи платформенного чехла; 4 — раннепротерозойский геосинклинальный комплекс "подвижного пояса"; 5–7 — группы архейского фундамента: 5 — поздняя (орто- и парагнейсы, кварциты), 6 — средняя (мigmatиты), 7 — ранняя (гранитоиды); 8 — главные зоны разломов; 9 — урановорудные районы западного кратона: 1 — Раббит-Лейк — Коллинс-Бей, 2 — Мак-Клин-Мидуэст-Лейк, 3 — Ки-Лейк, 4 — структура Карсуэлл, 5 — Морис-Бей, 6 — Фон-дю-Лак; 10 — урановые месторождения: 1 — Эйдж-Пойнт, 2 — Коллинс-Бей А, 3 — Коллинс-Бей В, 4 — Раббит-Лейк, 5 — Мидуэст-Лейк, 6 — Сигар-Лейк, 7 — Ки-Лейк, 8 — "Д", 9 — Питер, 10 — Эйс-Фей, 11 — Морис-Бей, 12 — Фон-дю-Лак

тости и метаморфизма раннепротерозойских пород определяется в 1820–1570 млн. лет. В "подвижном поясе" Кри-Лейк широко распространены граниты и пегматиты, проявлены процессы калиевого метасоматоза и альбитизации.

Верхнепротерозойские породы образуют платформенный чехол Канадского щита. В центральной части описываемого урановорудного региона они выделяются как формация Атабаска (рис. 21). Они представлены чистыми хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом. Песчаники залегают практически горизонтально. Их возраст 1350 ± 50 млн. лет. В их основании выделяются базальные мономиктовые кварцевые конгломераты с прослоями глинистых сланцев, аркозы и алевролиты.

Подстилающие формацию Атабаска гнейсы интенсивно изменены на расстояние в несколько метров от поверхности несогласия. Эти породы названы канадскими геологами "реголитами", вероятно, по наличию обломочного материала и неровностям поверхности, напоминающим поверхностный слой Луны. В результате изменения полевые шпаты превращены в каолиновый агрегат, темноцветные минералы замещаются гематитом и хлоритом, сохранился только кварц. "Реголиты", как и перекрывающие их базальные слои отложений платформенного чехла, интенсивно окрашены в бурые цвета гидрооксидами железа. Эти преобразования являются результатом развития предатабасской коры выветривания.

Магматическая деятельность отмечалась для различных периодов геологической эволюции региона. Наиболее ранними являются архейские граниты (2470–2200 млн. лет), метаморфизованные в раннепротерозойское время с образованием структур течения и рассланцевания. К продуктам раннепротерозойского магматизма относятся гранитные интрузии переменного состава от кварцевых диоритов до щелочных гранитов, массивы "эпидиоритов", габбро и дайки пегматитов.

Наиболее поздними были в районе дайки диабазов, внедрившиеся по нарушениям северо-западного простиранья в породы платформенного чехла формации Атабаска. Их возраст 1000 млн. лет.

В регионе интенсивно проявилось несколько фаз складчатости. С наиболее ранними, протерозойскими, фазами связывается формирование гранитогнейсовых купольных структур. После них возникли складчатые сооружения северо-восточного простиранья. В ядрах антиклиналей залегают древние архейские комплексы пород. По литолого-структурным особенностям выделяют целый ряд блоков северо-восточной ориентировки.

В процессе интенсивного складкообразования сформировались две системы разрывных нарушений. Главная – северо-восточная – заложена в протерозойское время согласно направлению блоковой

складчатости. Эта система нарушений ориентирована в меридиональном и северо-западном направлении. Все нарушения характеризуются крутыми углами падения и небольшими подвижками.

В регионе широко развиты различные по генезису и условиям залегания урановые месторождения. Среди них выделяются ураноносные пегматиты (Шарлебуа), гидротермальные урановые месторождения (Гуннар, Эйс-Фей). Однако наибольшую промышленную значимость приобрели выявленные в последние годы месторождения типа "несогласия". Наиболее крупные из них – Сигар-Лейк, Ки-Лейк, Мидуэст-Лейк и Раббит-Лейк. Все месторождения залегают относительно неглубоко. Рудные тела компактные, с высоким содержанием урана (до 12 % – Сигар-Лейк). Многие месторождения комплексные, содержат промышленные концентрации никеля. Благодаря вводу в эксплуатацию этих объектов Канада уже в 1984 г. заняла первое место среди капиталистических стран по добыче урана.

Месторождение Мидуэст-Лейк обладает всеми особенностями геологического строения, характерными для месторождений типа "несогласия". Запасы оцениваются в 40 тыс. т при содержании урана около 0,3 %. В рудах отмечены повышенные концентрации никеля (0,94–4,8 %), мышьяка (1,68–7,62 %) и серебра (до 68 г/т).

Положение рудных залежей контролируется двумя крупными тектоническими единицами: крутопадающей зоной тектонических нарушений в породах фундамента и пологозалегающей поверхностью несогласия, разделяющей породы фундамента "подвижного пояса" и верхнепротерозойского платформенного чехла.

Породы "подвижного пояса" представлены пелитовыми гнейсами нижнего протерозоя с линзами кварц-полевошпатовых парагнейсов и пегматитов. В гнейсах выделяются сближенные субпараллельные зоны графитизации с содержанием графита до 20 %, ориентированные согласно простиранию гнейсов (рис. 22). Вдоль них прослеживаются зоны рассланцевания и брекчирования.

Толща кварцевых песчаников чехла мощностью 200 м залегает на размытой, измененной гипергенными процессами поверхности пород фундамента.

Урановое оруденение концентрируется в верхней части крутопадающей зоны трещиноватости и брекчирования, частично проникает в породы платформенного чехла. Оруденелая зона имеет ширину до 250 м и прослеживается по простиранию на 2500 м. Породы фундамента в пределах рудоносной зоны интенсивно преобразованы процессами хлоритизации, серицитизации и каолинизации. Измененные породы окрашены в бурые цвета за счет присутствия гидроксидов железа. Урановое оруденение пространственно тяготеет к прослоям графитизированных пород.

В зависимости от положения по отношению к зоне несогласия и состава выделяются три типа руд.

Непосредственно около поверхности несогласия в интенсивно измененных породах преобладают настурановые руды с арсенидами никеля и кобальта и небольшими примесями галенита, сфалерита, марказита, сульфидов железа. Ниже этой поверхности в породах фундамента вдоль зон повышенной трещиноватости и брекчирования на глубину до 100 м развиты настуран, эритрин, аннабергит. Вмещающие породы вдоль подобных зон брекчирования сильно каолинизированы. Выше зоны несогласия в серицитизированных песчаниках формации Атабаска урановые минералы образуют вкрапленность в цементе и налеты по трещинам.

При значительных запасах урана, никеля и серебра месторождение еще полностью не оконтурено на флангах и слабо разведано на глубину, что еще больше повышает его промышленную значимость.

Месторождение Ки-Лейк залегает в сходной геологической обстановке. Запасы его оценены в 60 тыс. т урана и 30 тыс. т никеля. В стратиграфическом разрезе различают два структурных этажа: раннепротерозойские миогеосинклинальные комплексы ("подвижной пояс") – основание и платформенный чехол метаморфизованных осадочных пород формации Атабаска. Среди пород основания преобладают кварц-полевошпат-биотитовые гнейсы с зонами графитизации и грубозернистыми пегматитами. Породы смяты в узкие складки северо-восточного простирания (рис. 23).

Породы формации Атабаска представлены песчаниками, состоящими на 95 % из кварца. В основании их на сильно измененных процессах палеовыветривания породах фундамента залегают конгломераты с обломками нижнепротерозойских пород.

Разрывная тектоника проявлена системой нарушений северо-восточного и субмеридионального простираний постатабасского возраста. С одной из систем северо-восточных нарушений связаны рудные залежи месторождения. Рудовмещающие нарушения ориентированы согласно залеганию пород и проникают в песчаники серии Атабаска, при этом амплитуда смещения в них достигает 30 м.

Вдоль тектонических зон отмечаются признаки неоднократного дробления и милонитизации, породы интенсивно хлоритизированы: серицитизированы и окварцованы, наблюдаются отдельные кварцевые жилы. Наиболее богатые скопления урановых руд приурочены к хлоритизированным породам. Рудные залежи перекрыты чехлом пород формации Атабаска и четвертичными отложениями общей мощностью от 20 до 100 м.

Пространственное положение рудных залежей определяется областью сопряжения зоны северо-восточного нарушения с поверхностью

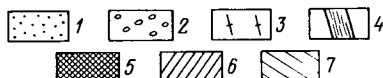
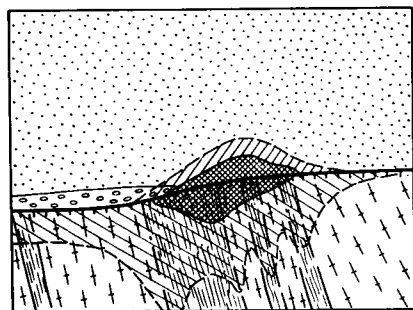


Рис. 22. Схематический разрез месторождения Мидуэст-Лейк. По Р. Фиш:
1–2 – породы формации Атабаска: 1 – песчаники, 2 – конгломераты; 3–4 – породы геосинклинального комплекса: 3 – пелитовые гнейсы, 4 – образования графитизированных зон; 5 – рудное тело; 6 – измененные песчаники; 7 – область развития древней коры выветривания (каолинизированные и гематитизированные породы)

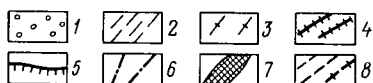
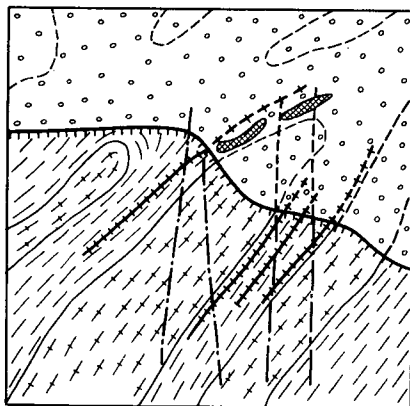
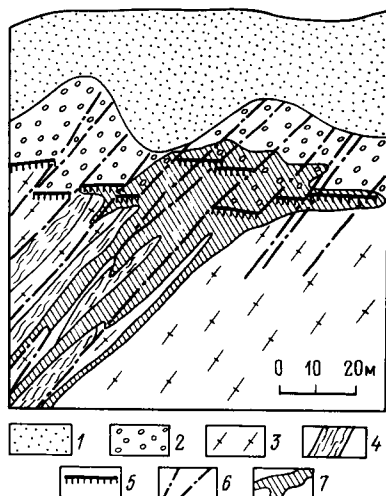


Рис. 23. Геологическая карта района месторождения Ки-Лейк. По Р. Фиш:
1 – песчаники формации Атабаска; 2 – нижнепротерозойские кварц-полевошпат-биотитовые гнейсы; 3 – архейские гранито-гнейсы; 4–5 – зоны: 4 – графитизированных гнейсов, 5 – несогласия; 6 – тектонические нарушения; 7 – проекция рудных тел на горизонтальную плоскость; 8 – продолжение геологических структур под покровом платформенных отложений

доатабасского регионального несогласия (рис. 24). Они вытянуты вдоль зоны тектонических нарушений в виде отдельных лент шириной 10–200 м и протяженностью 800–1500 м. На глубину оруденение прослеживается до 60–120 м. Главная масса руды концентрируется вдоль прослоев графитизированных гнейсов на участке пересечения зоны нарушения и поверхности несогласия. С глубиной мощность рудных залежей уменьшается и они приобретают жилородную форму.

Содержание урана в рудах высокое – в среднем по залежам составляет 2,42 и 1,79 %, а на отдельных участках при мощности рудных тел до 2 м достигает 35 %. Руды комплексные никель-урановые с содержанием никеля 1–2,67 %. Установлено наличие общей корреляции содержаний никеля и урана, но с глубиной она нарушается. Урановые минералы представлены настураном, урановыми черными и коффинитом. Среди никелевых минералов преобладают герсдорфит,

Рис. 24. Схематизированный геологический разрез рудной залежи месторождения Ки-Лейк. По Ф.Дж. Далкомп: 1 — четвертичные отложения; 2 — породы формации Атабаска; 3—4 — гнейсы: 3 — биотитовые, 4 — графитосодержащие; 5 — зона несогласия; 6 — тектонические зоны; 7 — рудная залежь



миллерит, никелин, бравоит. В рудах присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит; жильные минералы развиты крайне ограниченно. Все руды обогащены гидроксидами и оксидами железа (гематит и лимонит). По отдельным трещинам, пересекающим руды, отмечены мелкие прожилки хлорита с кальцитом и сидеритом. Для руд характерны массивные текстуры, реже встречаются вкрапленные и прожилково-вкрапленные.

Руды подвергались неоднократным преобразованиям, особенно на участках, обогащенных сульфидами. Здесь интенсивно проявлены процессы каолинизации: каолин, замещающий серицит и хлорит, ассоциирует с уранофаном и склодовскитом. Измененные породы в местах скопления богатых урановых руд содержат повышенные концентрации никеля, мышьяка, свинца и состоят преимущественно из глинистых минералов и кварца.

Радиологический возраст урановых руд определен в 1200, 450 и 90 млн. лет.

Генезис месторождений "несогласия". Сопоставление особенностей геологического строения урановых месторождений двух регионов в пределах Австралийского и Канадского щитов позволяет наметить много общего в условиях их формирования и подтверждает правомерность объединения их в самостоятельную группу месторождений "несогласия". Образование этих месторождений было связано с характерными этапами геологической эволюции регионов, что определяет пространственное положение месторождений и рудных залежей.

Первичные концентрации урана появляются в период становления в пределах древних кратонов гранитогнейсовых куполов (до 2200 млн.

лет). Процессы анатектических преобразований вмещающих пород сопровождались внедрением высоко radioактивных интрузий гранитоидов, мигматитов и пегматитов.

Оба региона принадлежат к областям развития на консолидированном складчатом основании протогео синклинальных поясов и трогов (1800–1700 млн. лет). Для геосинклинальных толщ типично преобладание терригенных пород при подчиненном количестве хемогенных и вулканогенных разностей. Характерной отличительной особенностью геологического разреза урановорудных районов являются горизонты, обогащенные углеродистым веществом с повышенными концентрациями урана и других рудных элементов.

Пространственное положение всех урановых месторождений этого типа контролируется двумя главными структурными элементами: зоной несогласия, разделяющей породы фундамента и верхнепротерозойского платформенного чехла (формации Комболджи и Атабаска), и зонами смятия и повышенной трещиноватости в породах складчатого основания и частично платформенного чехла.

Для всех месторождений устанавливается пространственная связь уранового оруденения с гнейсами фундамента, особенно с теми, которые обогащены углеродистым веществом. Урановые руды концентрируются в области регионального несогласия над прослоями, обогащенными углеродистым веществом, или располагаются непосредственно в них, образуя апофизы рудных тел, погружающиеся в породы складчатого основания.

Важное значение в формировании месторождений имело изменение окислительно-восстановительного режима среды в связи с развитием древних площадных и линейных кор выветривания. На многих месторождениях породы фундамента под отложениями платформенного чехла нацело переработаны и представляют собой кварц-каолиновую кору выветривания, окрашенную в бурый цвет гидроксидами железа. Черные углеродистые прослои в зоне окисления осветлены за счет "выгорания" углеродистого вещества. Смена окислительно-восстановительных условий среды фиксируется по изменению с глубиной состава хлоритов от бесцветных магнезиальных до зеленоватых магнезиально-железистых.

Отличительной чертой геологического развития регионов явилось многоэтапное проявление позднего магматизма в виде даек основного состава типа долеритов и диабазов. Это свидетельствует о длительности геологической эволюции геосинклинали и сохранившейся проницаемости зон глубинных разломов после завершения геосинклинального развития. Появление даек можно рассматривать как после-платформенную тектоно-магматическую активизацию.

Месторождения обоих регионов формировались при сходных температурных условиях – в пределах 100–160 °С.

По поводу генезиса этих месторождений существуют различные гипотезы: инфильтрационная, гидротермально-диагенетическая, гидротермальная. Приведенные выше особенности геологического строения позволяют отнести эти уникальные по запасам и концентрациям урана месторождения к группе полигенных и полихронных.

Благоприятные условия для возникновения месторождения были заложены на ранних стадиях эволюции региона в связи с образованием ранних гранитоидов и горизонтов углеродисто-кремнистых пород, обогащенных ураном, которые можно рассматривать как потенциальный источник для последующего накопления руд.

Появлению первых промышленных концентраций урана способствовало развитие допозднепротерозойских площадных и линейных кор выветривания в породах фундамента. Линейные коры особенно интенсивно формировались по ослабленным зонам повышенной трещиноватости вдоль углеродистых прослоев в гнейсах и сланцах. Извлекаемый из них уран концентрировался вдоль нижней границы зоны окисления. Относительно небольшие глубины распространения уранового оруденения ниже границы зоны несогласия (от 30 до 200 м), выклинивание рудных залежей с глубиной и снижение в них содержания урана позволяют считать определяющим фактором образования месторождений формирование древних площадных и линейных кор выветривания.

Последующее накопление урана было возможно в связи с развитием последайкового магнезиального метасоматоза, выразившегося в хлоритизации гнейсов и доломитизации известняков. Источником урана могли быть анатектические гранитоиды с повышенными содержаниями урана и тория. Поверхность несогласия в этом случае выполняла роль экранирующего барьера для восходящих растворов и поэтому в породах платформенного чехла отмечены лишь небольшие скопления урановых руд.

Полихронность становления урановых руд подтверждается расчетными данными их возраста по результатам изотопных анализов, указывающих на неоднократное переотложение урана, сопровождавшееся увеличением его концентраций.

4.4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В КВАРЦ-КАЛИШПАТОВЫХ ПОРОДАХ (АЛЯСКИТАХ)

К представителям этой группы урановых месторождений относятся месторождение Россинг в пределах Южно-Африканской платформы и ураносодержащие пегматиты районов Шарлебуа, Банкрофт, Биверлодж Северо-Американской платформы.

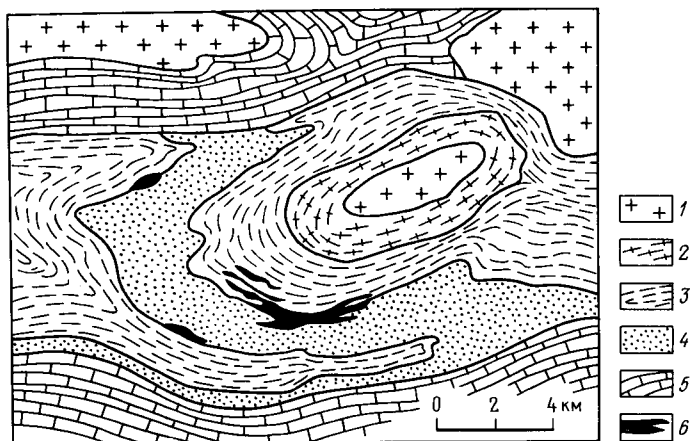


Рис. 25. Схематическая геологическая карта месторождения Россинг. По Дж.Бернингу и др.:

1 — гранитогнейсы, граниты; 2 — биотитовые гнейсы и полевошпатовые кварциты формации Этусис; 3 — пироксен-роговообманковые гнейсы и амфиболиты формации Хан; 4 — биотит-кордиеритовые гнейсы и мраморы формации Россинг; 5 — кварц-биотитовые сланцы и мраморы формаций Чус и Велвич; 6 — пегматоидные граниты и аляскиты

Основным в этой группе является месторождение Россинг, открытое в Намибии в 1973 г. Расположено оно в 64 км от западного побережья Атлантического океана в Намибийской пустыне. Запасы руд оцениваются в 270 тыс. т при содержании урана 0,03–0,07 %. Сопутствующим компонентов не установлено.

Позднепротерозойская складчатая область древней платформы, в пределах которой расположено месторождение, полностью закончила геосинклинальное развитие и превратилась в платформу в конце протерозоя. Породы, слагающие геосинклинальный прогиб, подверглись интенсивной складчатости и гранитизации в раннем протерозое (2000–1850 млн. лет).

Вмещающие породы представлены мигматизированными гнейсами и мраморами. Они образуют купольную структуру, в центральной части которой на поверхность выходят наиболее древние породы архейского фундамента — гранитогнейсы и граниты формации Абба-бис. Их перекрывают метаморфизованные комплексы пород формации Этусис, Хан, Россинг, Чус, Велвич (рис. 25).

Толща биотитовых гнейсов и полевошпатовых кварцитов имеет мощность около 1200 м. Породы состоят из кварца (64,4 %), микроклин-пертита (25,6 %), плагиоклаза (2,3 %), мусковита (3 %), акцессорных

рудных минералов – апатита и циркона (5,2 %). В мигматизированных участках пород вдоль направления гнейсоватости отмечается обильное внедрение послойных ураноносных аляскитов.

Выше по разрезу залегают породы формации Хан мощностью около 500 м. По составу среди них выделяются пироксен-роговообманковые и пироксен-гранатовые гнейсы, амфиболиты. В породах четко выражена полосчатость, обусловленная чередованием прослоев темно-зеленого цвета, обогащенных роговой обманкой, и бледно-зеленых с клинопироксеном. Полосчатость подчеркивается расположением линз метаморфизованных гранодиоритов. В нижней пачке пироксен-роговообманковых гнейсов наблюдаются метаморфические тела аляскитов, ориентированные согласно с общей полосчатостью гнейсов или секущие ее.

Формация Россинг объединяет чередующиеся толщи биотит-кордиеритовых гнейсов и мраморов. По литологическому составу выделяются шесть пачек пород. В основании формации отмечается пачка мраморов, переходящих выше по разрезу в крупнокристаллические белые и графитсодержащие разновидности с прослоями пиритизированных кремнистых сланцев. Мраморы перекрываются интенсивно дислоцированными крупнокристаллическими сильно рассланцованными кордиерит-биотитовыми сланцами и гнейсами, состоящими из кварца (5,6 %), плагиоклаза (27 %), щелочных полевых шпатов (43 %), биотита (14 %), кордиерита и силлиманита. Вдоль плоскостей гнейсоватости развиты послойные дайки пегматитов и аляскитов.

Над кордиерит-биотитовыми гнейсами прослеживается маркирующий горизонт конгломератов и пачка верхних мраморов, включающая тонкозернистые пиритсодержащие кремнистые прослои. Самая верхняя пачка пород представлена биотит-кордиеритовыми гнейсами с прослоями галечника и серпентинизированных мраморов.

Выше по разрезу выделяются породы формаций Чус и Велвич – чередующиеся мраморы и кварц-биотитовые сланцы. Они встречаются только в южной части месторождения.

Породы района претерпели динамический и контактовый метаморфизм. Наличие кордиерита свидетельствует о высоких температурах и сравнительно низких давлениях в момент их формирования. В метасадочных породах на контакте с аляскитовыми телами проявляется воздействие контактового метаморфизма. Особенно интенсивно процессы приконтактной перекристаллизации пород развиты в мраморах формации Россинг, где образуются скарновые тела мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В их составе преобладают клинопироксен, гранат и скаполит.

Месторождение находится в юго-западном крыле купольной структуры, где породы формации Россинг слагают узкие складки в

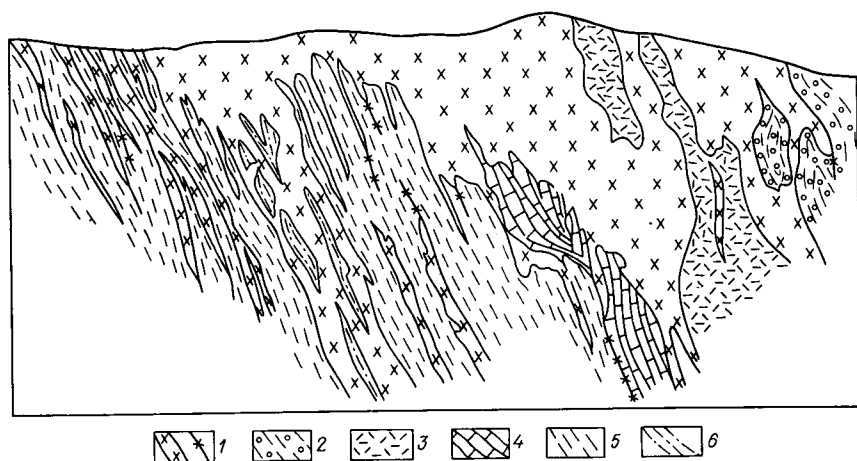


Рис. 26. Геологический разрез месторождения Россинг. По Дж. Бернингу и др.:
1 — ураноносные аляскитовые граниты — пегматиты; 2 — конгломераты; 3 — кордиерит-биотитовые гнейсы и сланцы; 4 — мраморы; 5—6 — гнейсы: 5 — пироксен-биотитовые, 6 — пироксен-гранатовые

пределах синклиория, осложненные системой поперечных сбросов с амплитудами смещений до 45 м. Оруденение приурочено к зоне развития магматических пород кварц-каливошпатового состава, которые выделяются как аляскитовые гранит-пегматиты (рис. 26). Породы состоят из калиевого полевого шпата (60–65 %) и кварца (35–40 %). В небольших количествах присутствует биотит. В литературе они описаны как "пегматиты", "калиевые граниты" и "аляскинты".

Аляскинты представлены узкими согласными и секущими дайками, а также крупными телами неправильной формы. В пироксен-рогово-обманковых гнейсах они наблюдаются в виде правильных даек, согласных с региональной слоистостью и метаморфической сланцеватостью метаосадков. Для пироксен-гранатовых гнейсов и амфиболитов с менее отчетливо выраженной полосчатостью характерны более массивные тела аляскитов. Следовательно, их облик и форма во многом определяются текстурой вмещающих пород.

В крупных аляскитовых телах встречаются ксенолиты вмещающих пород размером в несколько десятков метров. Структура аляскитов преимущественно пегматитовая, с отчетливыми графическими сращениями. Это свидетельствует о близодновременной кристаллизации кварца и полевого шпата из магмы при эвтектическом равновесии. Формирование аляскитов связывается с глубинными ювенильными источниками, а наличие контактового метаморфизма свидетельствует

о существенном разрыве во времени между становлением вмещающих пород и аляскитов. Аляскитовые дайки возникли после основного периода складчатости.

Высокие содержания калия в аляскитах, однородность их химического и минерального состава, не зависящая от состава окружающих пород, позволяют предположить возможность их образования за счет анатексиса подстилающих пород формаций Этусис и Аббабис.

Рудоносны не все тела аляскитов, а лишь участки, состоящие из кварца, микроклина и микроклин-пертита; в небольших количествах в них присутствуют альбит-олигоклаз и темноцветные минералы. Выделены две зоны рудоносных аляскитов, вытянутые согласно с общим простиранием вмещающих пород. Северная зона залегает в поле развития амфиболитов и пироксен-гранатовых гнейсов, а центральная – в амфибол-биотитовых сланцах, мраморах и кордиерит-биотитовых гнейсах. Рудоносные зоны (шириной около 1 км) прослежены более чем на 3 км по простираению. Контуров их нечеткие, распределение урана – неравномерное, содержание его невысокое, в среднем 0,04–0,05 %.

Урановое оруденение представлено тонкорассеянной вкрапленностью уранинита, бетафита и браннерита. Зерна уранинита размером в среднем 0,05–0,1 мм, иногда до 0,3 мм, образуют включения в кварце, полевом шпате и биотите, развиваются в промежутках между минералами и по трещинкам в них. Уранинит ассоциирует с монацитом и цирконом. Вокруг его зерен наблюдаются плеохроичные дворники. Бетафит тоже встречается в виде отдельных мелких выделений темно-коричневого и ярко-желтого цвета с раковистым изломом и жирным блеском в кварце и полевом шпате. В нем отмечаются повышенные содержания ниобия, титана и урана.

С радиоактивными минералами обычно ассоциируют циркон, монацит, апатит, сфен, флюорит, реже встречаются сульфиды, магнетит и гематит.

В зоне окисления первичные урановые минералы замещаются ярко-желтыми силикатами типа бетауранофана.

Формирование месторождения связывают с анатектической переработкой материнских пород, изначально содержащих повышенные количества урана. По ослабленным зонам земной коры из мантийных глубин поступали тепловые потоки, происходило расплавление вмещающих пород и перемещение в вышележащие толщи. Глубинные ювенильные потоки были обогащены водой и калием, уран мог заимствоваться из докембрийских пород фундамента.

Модельный возраст вкрапленников уранинита определен в 510 ± 40 млн. лет.

В районе Шерлебуа еще с 1955–1956 гг. известны два месторож-

дения ураноносных пегматитов – Макдональд и Фарадей. Удельный вес их в добыче урана невелик, разрабатывались только отдельные участки, обогащенные ураном. С месторождением Россинг их объединяет состав пегматитов, сложенных калиевым полевым шпатом (80 %) и кварцем (20 %).

В районе, расположенном в южной краевой части Канадского щита, развиты докембрийские гнейсы, мигматиты, сланцы, амфиболиты и кварциты. Породы смяты в складки северо-восточного простирания. Пегматиты сгруппированы в пояса протяженностью в несколько километров при ширине в несколько сотен метров. Тела пегматитов имеют неправильную жилкообразную форму протяженностью от 10 до 1000 м при мощности от 3 до 50 м. Кроме калиевого полевого шпата и кварца в них присутствуют роговая обманка, хлорит, биотит, флюорит, немного сульфидов. Урановые минералы представлены уранинитом, ураноторитом, ториянитом; урансодержащие – сфеном, цирконом, эвксинитом, пирохлором. Размер рудных зерен крупнее, чем на месторождении Россинг (до 5 мм), но распределены они в пегматитах неравномерно. Часто рудные скопления тяготеют к краевым частям пегматитов, обогащенным биотитом: здесь возникают небольшие обогащенные участки размером 10–20 см. Рассчитанный модельный возраст урановых минералов 1070–600 млн. лет.

Аналогичные пегматиты развиты в районе Биверлодж.

4.5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТО-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В КАЛИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ (ГУМБЕИТАХ)

Месторождения этого типа располагаются в фундаменте докембрийских щитов, претерпевших в мезозое интенсивную тектоно-магматическую активизацию. Наиболее детально они описаны в работах В.А. Крупенникова, Я.Д. Готмана и др. Процессы мезозойской тектоно-магматической активизации проявились в интенсивном магматизме, формировании горстообразных поднятий, небольших впадин, заполненных маломощными песчано-глинистыми и вулканогенными отложениями юрского возраста, а также в активной гидротермальной деятельности.

Все урановые месторождения приурочены к крупным разломам в породах фундамента, подновленным в период тектоно-магматической активизации (рис. 27).

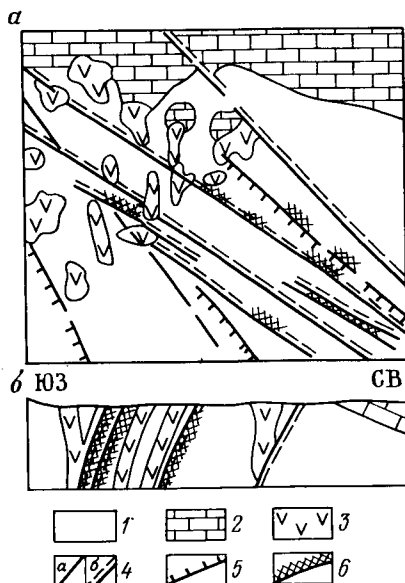
В стратиграфическом разрезе выделяются два основных структурных этажа: архейский фундамент и позднепротерозойско-кембрийский платформенный чехол.

Породы фундамента – гранитизированные плагиогнейсы, – гранито-гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты – обнажаются в пре-

Рис. 27. Размещение урановорудных полей и месторождений в зонах разломов древнего щита. По В.А. Крупенникову:

а — план, б — разрез.

1 — гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты и граниты (AR-PR₁); 2 — карбонатные отложения платформенного чехла (С); 3 — субщелочные и щелочные вулканогенно-интрузивные породы эпохи мезозойской активизации; 4–5 — разломы: 4 — раннепротерозойские (а — неомоложенные, б — омоложенные в мезозое), 5 — мезозойские; 6 — рудные поля и месторождения



в восточной части крупного горста в краевой части эпипроterоэоического кратаона. Они метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, местами несут следы наложенного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, смяты в крупные складки северо-западного простираания, прорваны раннепротерозойскими гранитами и разбиты крупными разломами северо-западного направления.

Платформенный структурный этаж сложен карбонатными толщами, залегающими почти горизонтально по периферии горстообразного поднятия (см. рис. 27).

В районе широким распространением пользуются продукты магматической деятельности, образовавшиеся в широком возрастном диапазоне — от архея до мезозоя. Наиболее древними (более 3000 млн. лет) являются архейские ортоамфиболиты, гранито-гнейсы, плагиограниты и мигматиты.

Вторая группа магматических пород (2200–1900 млн. лет) представлена биотитовыми и лейкократовыми гранитами, аляскитами, дайками диоритов и пегматоидных гранитов, локализующимися вдоль разломов древнего заложения. К последующим проявлениям магматизма относятся позднепротерозойские-палеозойские дайки диабазов платформенного периода эволюции. Завершается магматическая деятельность формированием в период тектоно-магматической активизации щелочноземельных, субщелочных и щелочных пород мезозойского возраста (160–110 млн. лет).

Разрывная тектоника играет определяющую роль в размещении урановых месторождений. В породах фундамента вдоль складок развиты крупные разломы, имеющие более крутое падение, чем слоистость вмещающих пород. Разломы прослеживаются на десятки километров по простираению при ширине зон до первых десятков метров. По времени заложения и истории геологической эволюции В.А. Крупенников выделяет три типа разломов: раннепротерозойские, не подновленные в дальнейшем; раннепротерозойские, подновленные в процессе мезозойской активизации; собственно мезозойские. Урановое оруденение приурочено главным образом к разломам второго типа, и в меньшей мере – третьего.

Процессы мезозойской активизации, наиболее ярко выраженные в зонах крупных разломов, привели к интенсивному и неоднократному дроблению и брекчированию пород, сопровождались внедрением даек щелочноземельного-щелочного состава, развитием процессов калиевого метасоматоза, формированием кварц-баритовых жил и урановых руд.

Отличительной особенностью основных рудоносных разломов является длительный период их эволюции – от раннего протерозоя до мезозоя. Этим определяется сложность тектонического строения разломов и разнообразие петрографического состава их выполнения. Характерным тектоническим элементом зон являются бластомилониты, рудоносные и неминерализованные брекчии. Крупные бластомилонитовые швы располагаются в центральной части разломов, развиваясь по дайкам ранних диоритов и мигматитам. В зонах разломов могут наблюдаться либо единичные швы, либо серии кулисообразно расположенных швов, разделенных относительно слабо деформированными породами.

Петрографический и минеральный состав зон разломов тоже неоднороден. Выделяются рассланцованные кварц-полевошпатовые породы, послонные мигматиты, дайки мелкозернистых диоритов, зоны метасоматических крупнозернистых кварц-полевошпатовых пород, дайки щелочного состава, продукты гидротермальной деятельности (рис. 28).

Вмещающие породы рудоносных зон интенсивно изменены процессами низкотемпературного калиевого метасоматоза. К измененным породам приурочены рудоносные швы, разновозрастные барит-кварцевые, кварцевые, кварц-карбонатные и флюорит-карбонатные жилки. В.А. Крупенников выделяет два этапа гидротермальной деятельности: позднеюрский и послемеловой.

В первый, основной урановорудный этап возникли минеральные комплексы четырех стадий минералообразования:

- 1) низкотемпературные калиевые метасоматиты (гумбеиты);

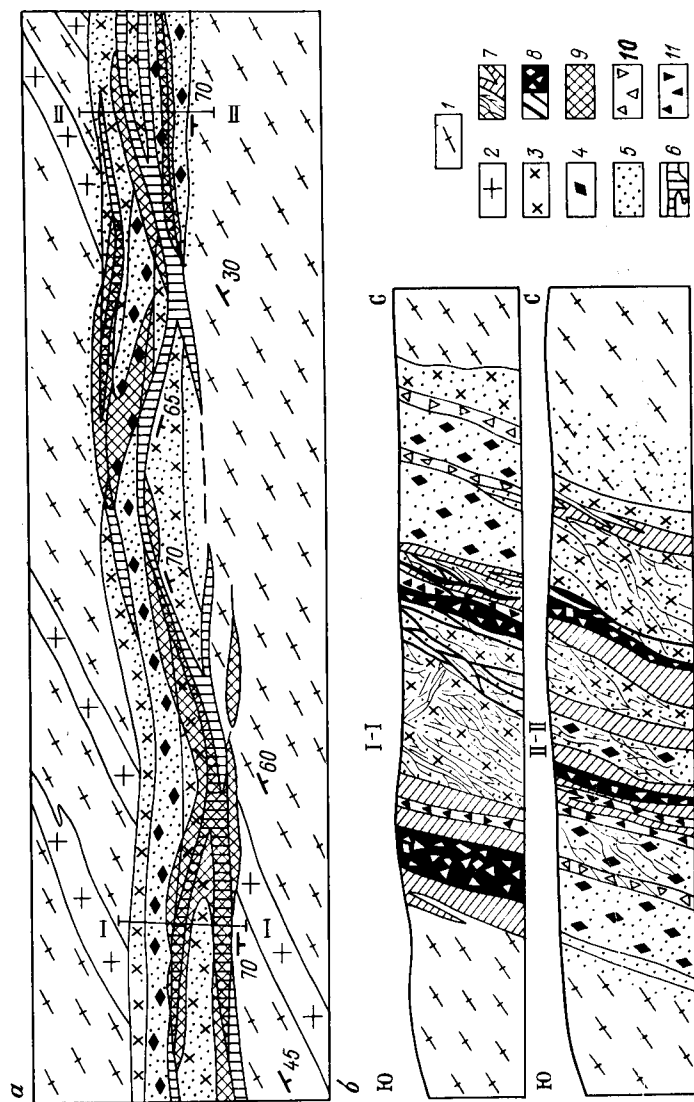


Рис. 28. Строение омоложенных раннепротерозойских ураноносных разломов фундамента и размещение в них рудных тел. По В.А. Крупенинскому:
 а — план, б — зарисовки стенок торных выработок по I-I и II-II.
 1 — кристаллические сланды и гнейсы; 2 — граниты; 3 — кварц-полевошпатовые породы; 4 — рассланцованные диориты (бластомилониты); 5 — калиевые метасоматиты (гумбеиты); 6 — барит-кварцевые жилы (на плане); 7 — барит-кварцевые жилы и прожилки (на зарисовках); 8 — рудосные брекчии (на зарисовках); 9 — рудные тела (на плане); 10-11 — неминерализованные брекчии; 10 — докварцевые, 11 — послекварцевые

- 2) барит-кварцевые жилы и прожилки с сульфидами;
- 3) мелкообломочные рудные брекчии и прожилки с браннеритом и пиритом;
- 4) кварцевые, кварц-карбонатные и флюорит-карбонатные прожилки.

Калиевые метасоматиты локализуются в разломах в виде зон измененных пород, имеющих большую протяженность и мощность от 0,5 до 40 м. Они развиваются вдоль зон повышенной трещиноватости по дайкам диоритов, бластомилонитам и кварц-полевошпатовым породам, захватывая частично и боковые породы – гнейсы, гранито-гнейсы и граниты. Интенсивность процессов метасоматоза постепенно затухает при удалении от тектонических швов. Вдоль нарушений все первичные минералы полностью замещены новообразованным бурым пелитоморфным калиевым полевым шпатом, карбонатом и тонкодисперсным золотосодержащим пиритом. Породы катаклазированы, в них наблюдаются мелкие прожилки адуляра.

Барит-кварцевые жилы и прожилки проявлены в пределах ореолов калиевых метасоматитов вдоль ослабленных контактов даек и по подновленным нарушениям древних бластомилонитовых швов. Они формируются путем выполнения приоткрытых полостей трещин, что отражается в характерных для жил брекчиевых и параллельно-полосчатых текстурах. В жилах отмечена редкая вкрапленность сульфидов – пирита, халькопирита, сфалерита, теннантита, буланжерита.

В рудных брекчиях главным урановым минералом является браннерит, который концентрируется в основном в цементе этих брекчий, пересекающих и калиевые метасоматиты и барит-кварцевые жилы. Цемент брекчий представлен кальцитом, доломитом, кварцем, серицитом, калиевым полевым шпатом и редкой вкрапленностью рудных минералов – марказита, пирита, браннерита, галенита, рутила, гематита, халькопирита, арсенопирита.

Браннерит образует тонкорассеянную вкрапленность, скопления неправильной формы и системы тонких ветвящихся прожилков. Он относится к средне-низкотемпературной разновидности, а по составу отличается от стандартных браннеритов повышенными содержаниями Ca, W, Nb, Zr, Fe и значительным содержанием воды (6,04 %). Встречаются отдельные мелкие выделения настурана.

Основной урановорудный этап завершается развитием мало-мощных жил и прожилков темно-серого кварца с карбонатом и флюоритом и внедрением пострудных даек щелочных пород натриевого ряда.

Во второй постмагматический гидротермальный этап были сформированы карбонатные прожилки с кварцем, флюоритом и сульфидами железа. Они выполняют мелкие различно ориентированные трещины в

зонах разломов и пересекают все более ранние минеральные комплексы и пострудные дайки щелочных пород.

Рудные тела имеют жило-, линзо- и уплощенную столбообразную форму с раздувами и пережимами. В плоскости рудоносных зон отчетливо выражено склонение рудных столбов. Часто отдельные рудные тела залегают в контурах общей рудоносной зоны кулисообразно. Положение их контролируется в основном разрывными нарушениями, подновленными в процессе мезозойской активизации. Наиболее четко такие разрывы проявлены вдоль контактов blastomylonitов, даек диоритов, иногда вдоль контактов мощных барит-кварцевых жил и прожилков. Рудные тела обладают нечеткими контурами и сложным внутренним строением. Их размеры и форма во многом определяются кондиционными показателями, принятыми для оконтуривания: прежде всего такими, как бортовое содержание и допустимая мощность пустого прослоя, включаемого в контур рудного тела.

Наиболее крупные жило- и линзообразные рудные тела приурочены к сериям параллельных или кулисовидных blastomylonitовых швов с выдержанными ореолами калиевых метасоматитов в протяженных позднепротерозойских разломах, подновленных в мезозое по простиранию на сотни метров, при этом протяженность их по падению часто превышает размеры по простиранию.

В целом размеры рудных тел зависят от размеров рудовмещающих тектонических зон. В собственно мезозойских разломах рудные тела приурочены к единичным новообразованным тектоническим нарушениям и имеют сравнительно небольшие размеры.

Пространственное положение рудных тел в рудоносных зонах определяется различными структурными элементами, осложняющими их строение. Это прежде всего изгибы рудоносных зон по простиранию и падению (рис. 29), участки расщепления на отдельные сближенные ветви, места сопряжения основных рудоносных разломов с секущими зонами дорудной трещиноватости, кварцевыми прожилками и blastomylonitовыми швами, играющими роль своеобразных экранов для рудоносных растворов.

Руды сложены в основном браннеритом в ассоциации с рутилом и гематитом. На отдельных участках они обогащены золотом, что позволяет выделить их в золото-браннеритовый тип руд.

Для руд характерны брекчиевые, вкрапленные, пятнистые и сетчатые текстуры. Они обладают сравнительно высокой радиометрической контрастностью при средних рядовых содержаниях.

Генезис месторождений. Для подобных месторождений четко прослеживается связь уранового рудообразования с завершающими процессами мезозойской тектоно-магматической активизации. Это подтверждается пространственной и временной близостью урановых

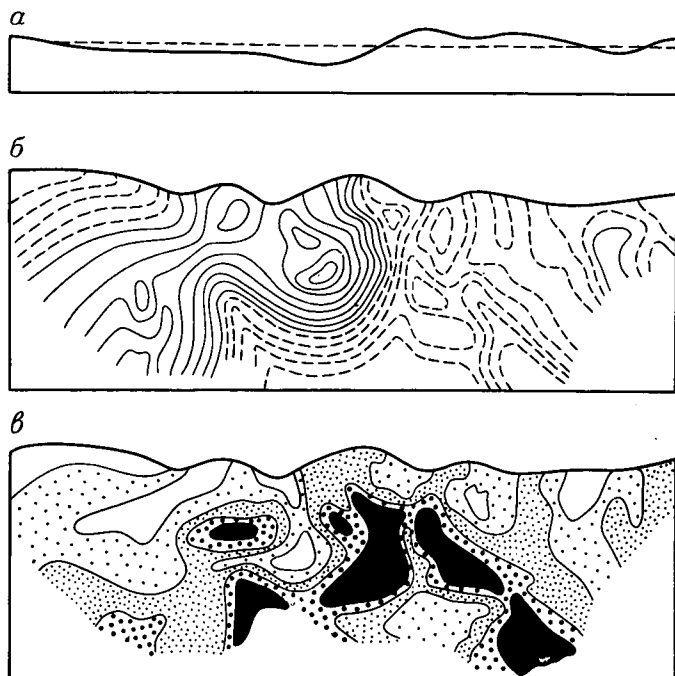


Рис. 29. Размещение уранового оруденения относительно рельефа тектонической поверхности разлома. По В.А. Крупенникову:

а — изгиб разлома в плане; *б* — рельеф поверхности разлома в проекции на продольную плоскость (пунктиром показаны изолинии вогнутых, сплошной линией — выпуклых участков); *в* — распределение концентраций урана от наибольших (черный цвет) к наименьшим (редкие точки)

месторождений к магматическим комплексам юрских щелочных пород калиевого ряда, внедрившимся до минеральных комплексов первого урановорудного этапа. По данным А.И. Тугаринова, изотопный возраст формирования браннеритовых руд определен в 145 ± 20 млн. лет, а время проявления мезозойского магматизма — от 160 до 110 млн. лет.

По данным Я.Д. Готмана, устанавливается общность геохимической специализации браннеритовых руд и дорудных интрузий.

Выдержанность состава браннеритовых руд по простиранию (15–20 км) и падению (до 2 км) позволяет предполагать возможную парагенетическую связь с глубокозалегающим источником рудоносных растворов. Наиболее вероятным источником рудного вещества могли быть вмещающие гнейсы и граниты. В гнейсах и особенно в жильных диоритах содержание титана достигает 0,5–1,5 %, что вполне доста-

точно для образования браннерита; выявлено сходство изотопного состава свинца сульфидов из рудоносных зон и вмещающих пород.

Образование месторождений происходило, скорее всего, на небольшой глубине, не превышающей 600–800 м. Это подтверждается небольшой суммарной мощностью кембрийских отложений платформенного чехла и положением верхней границы рудных тел вблизи нижней границы этих отложений. Рудные тела практически не затронуты процессами эрозии. Это обстоятельство в совокупности с однородностью вмещающих пород и большой протяженностью разломов по простиранию и падению обусловило значительный вертикальный размах и выдержанность минерального состава руд.

По данным А.И. Тугаринова и Г.Б. Наумова, температура гомогенизации газовой-жидких включений определена в следующих пределах (в °C):

в кальците калиевых метасоматитов	255–225
в дорудных кварце и барите	320–230
в пострудном кварце	220–170
в образованиях второго гидротермального этапа:	
кальците	105–100
флюорите	135–95

Контрольные вопросы и задания

1. Дайте определение платформ как основных структурных единиц материков. Расскажите об основных геотектонических элементах древних платформ и их металлогении.

2. Назовите основные урановорудные формации древних платформ.

3. Каковы основные закономерности пространственного размещения урановых и золото-урановых месторождений в древних конгломератах?

4. В чем заключаются общие черты и различия в геологическом строении месторождений Витватерсранд и Блайнд-Ривер?

5. Каков генезис золото-урановых месторождений в древних конгломератах?

6. Назовите поисковые критерии и признаки урановых месторождений в древних конгломератах.

7. Опишите геологическую позицию альбит-урановых и железо-урановых месторождений в пределах древних платформ.

8. В чем проявляется общность и различия месторождений, приуроченных к альбититам и железистым кварцитам?

9. Охарактеризуйте морфологию рудных тел и минеральный состав руд урановых месторождений в альбититах.

10. Каковы пространственные, возрастные и генетические соотношения железных и урановых руд на железо-урановых месторождениях?

11. Какие существуют гипотезы о генезисе урановых месторождений в альбитах? Назовите поисковые критерии и признаки месторождений в альбитах.

12. Что называют месторождениями "несогласия"? По каким принципам их выделяют в самостоятельную урановорудную формацию?

13. Что общего между месторождениями "несогласия" Австралии и Канады?

14. В чем заключаются особенности минерального состава руд месторождений "несогласия"?

15. Каков генезис месторождений "несогласия"?

16. Назовите поисковые критерии и признаки месторождений "несогласия".

17. Формируются ли промышленные месторождения урана в ходе собственно магматического процесса?

18. Какова морфология рудных тел и состав руд месторождений "порфировых" руд в аляскитах (россингитах)?

19. Как проявляются процессы тектоно-магматической активизации в пределах древних платформ?

20. Какова последовательность процесса минералообразования на золото-урановых месторождениях в калиевых метасоматитах (гумбеитах)?

21. В чем проявляется структурный контроль оруденения на урановых месторождениях в гумбеитах?

22. Чем объясняется совместное нахождение урана и золота на месторождениях в породах фундамента древних платформ?

23. Каковы критерии отличия урановорудных провинций древних платформ от безрудных?

Глава 5

УРАНОВОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ИХ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

5.1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И УРАНОНОСНОСТЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Геосинклинальные складчатые пояса – это подвижные пояса глобального масштаба, возникающие на границе литосферных плит – океанической и континентальной – или между древними платформами на материках. Они отличаются сложным геологическим строением, интенсивным вулканизмом и осадконакоплением. В итоге длительного развития геосинклинальные пояса превращаются в складчатые горные сооружения. По масштабу складчатые пояса эквивалентны древним платформам.

Существуют два типа геосинклинальных поясов: окраинно-континентальные и межконтинентальные. К первому относится Тихоокеанский пояс, а ко второму – Средиземноморский, Урало-Монгольский, Северо-Атлантический и Арктический.

В строении геосинклинальных поясов различаются геотектонические единицы более мелкого порядка – складчатые области, которые разделяются по времени консолидации. На территории СССР это байкальская, салаирская, каледонская, варисская, мезозойская, альпийская и тихоокеанская складчатые области. Период геосинклинального развития завершается формированием коры материкового типа.

Области каждой эпохи складчатости представляют собой крупные структурные элементы континентального блока земной коры. Условия их геологической эволюции хорошо изучены и описаны в трудах многих исследователей.

Ведущая роль в создании учения о геосинклиналях принадлежит А.Д. Архангельскому и Н.С. Шатскому. Они установили широкое проявление геосинклинального процесса на различных площадях земной поверхности, названных ими геосинклинальными областями. Большой вклад в изучение истории развития геосинклинальных областей внесли А.А. Богданов, В.В. Белоусов, А.В. Пейве, А.Л. Яншин, В.Е. Хайн, Ю.А. Косыгин и другие исследователи. Изучением роли магматизма в образовании полезных ископаемых занимались Ю.А. Билибин, Ю.А. Кузнецов и многие другие.

В результате этих исследований определены общие закономерности строения геосинклинальных областей, сходство основных этапов их развития. Геосинклинально-складчатые области рассматриваются как зоны высокой подвижности земной коры, значительной расчлененности и повышенной проницаемости литосферы. На ранних этапах их становления преобладают интенсивные погружения, а на заключительных – интенсивные поднятия, складкообразование и надвиговые деформации. Формирование геосинклиналей сопровождается широким проявлением магматических процессов и образованием различных месторождений. В пределах этих областей выделяются крупные металлогенические провинции.

В геологической истории геосинклинально-складчатых областей различают три основных периода, в совокупности образующих единый тектоно-магматический цикл. В первый период преобладают нисходящие движения, происходит внедрение существенно основных и ультраосновных магм и их дифференциатов, второй период характеризуется преобладанием поднятий, складкообразованием и внедрением гранитных магм, а третий – консолидацией складчатой области и переходом ее в молодую платформу.

Для всех геосинклинально-складчатых областей сохраняется указанная последовательность развития, однако для каждой области устанавливаются особые, присущие только ей условия формирования. Отдельные периоды могут проявляться не полностью, некоторые из них отсутствуют вовсе или значительно редуцированы. В этом и заключается специфика эволюции каждой геосинклинально-складчатой области и особенности ее металлогении. С каждым периодом связано формирование месторождений определенных типов. Закономерности их пространственного размещения обусловлены особенностями каждой конкретной геосинклинально-складчатой зоны.

Общие принципы регионального металлогенического анализа геосинклинально-складчатых областей впервые были сформулированы Ю.А. Билибиным; в дальнейшем они совершенствовались в трудах академика В.И. Смирнова, Г.А. Твалчрелидзе, А.Д. Щеглова и др. В.И. Смирнов выделяет в развитии складчатых областей три основных этапа, каждому из которых присущ строго определенный комплекс осадочных, магматических пород и месторождений полезных ископаемых. Некоторые исследователи объединяют два первых этапа в собственно геосинклинальную стадию, а третий – в орогенную.

В результате анализа особенностей проявления эндогенного оруденения в различных геосинклиналях на разных стадиях развития В.И. Смирнов сделал важный вывод о том, что главное значение для их металлогенической характеристики имеют два фактора: интенсивность магматизма ранней, собственно геосинклинальной стадии и характер тектонического режима средней стадии в период главных фаз складчатости. С учетом этого В.И. Смирнов выделяет четыре типа геосинклинальных зон – А, В, С, D, каждая из которых отличается преобладанием продуктов определенных этапов развития, присущими ей комплексами магматических пород и характерными генетическими типами месторождений.

Г.А. Твалчрелидзе различает еще ряд главных типов геосинклинальных зон. Однако и эта группировка металлогенических типов геосинклиналей не может рассматриваться как универсальная для всех регионов. Для объективного изучения металлогении геосинклинально-складчатых областей необходим детальный анализ особенностей их эволюции, выделение для каждого региона конкретных стадий с характерными комплексами осадочных, магматических и рудных формаций. Геосинклинально-складчатые области развиваются не стандартно – каждая имеет определенные особенности.

В настоящее время благодаря работам Ю.А. Билибина, В.И. Смирнова и других исследователей установлено, что промышленные урановые месторождения в складчатых областях формируются на позднем (орогенном) этапе: в каледонидах – в среднем–позднем девоне, в

Таблица 11.

Периоды формирования складчатых областей фанерозоя (косая штриховка соответствует главному этапу, сетка – орогенному, цифры означают возраст рубежей, млн. лет) По М.В. Муратову

Эра	Период (эпоха)	Тектонические эпохи		
		каледонская	варисская (герцинская)	альпийская
Кайнозойская	Четвертичный			65
	Неогеновый			
Мезозойская	Палеогеновый			
	Меловой			
Палеозойская	Юрский		230	
	Триасовый			
	Пермский			
	Каменноугольный (поздняя)			
	Каменноугольный (средняя)	320		
	Каменноугольный (ранняя)			
	Девонский			
Позднепротерозойская	Силурийский	435		
	Ордовикский			
	Кембрийский (поздняя)		520	
	Кембрийский (средняя)			
	Кембрийский (ранняя)			
Позднепротерозойская	Венд			
	Рифей			

варисцидах – в позднем палеозое, в альпийских областях – в неогене (табл. 11). Они ассоциируют со сложными комплексами континентально-вулканических и вулкано-интрузивных образований основного, среднего, кислого и субщелочного состава.

Благоприятными для формирования промышленно важных урановых месторождений были области проявления каледонского и варисского тектоно-магматических циклов, сформировавшиеся на коре континентального типа и отличавшиеся четко выраженным орогенным этапом эволюции. Такие области обычно расчленены системой разломов на блоки, разбивавшиеся в различном режиме. Положение урановорудных полей и месторождений контролируется узлами пересечения и сопряжения этих зон разломов, ограничивающих или пересекающих подобные тектонические блоки. Большая часть урановых место-

рождений приурочена к центральным или краевым частям жестких, устойчиво воздымавшихся блоков ранней консолидации или к их складчатому обрамлению. Такие интрагеоантиклинальные блоки, заложенные на коре континентального типа умеренной мощности (38–45 км), превращены в процессе геологического развития в сводовые поднятия. Процессы орогенеза сопровождались широким проявлением континентального вулканизма и завершались тектонической активизацией.

В орогенном этапе развития описываемых областей выделяют два периода: ранне- и позднеорогенный. В раннеорогенный сводовые поднятия были разбиты крупными разломами на ряд блоков, претерпевших воздымания или опускания. В депрессиях накапливались осадочно-вулканогенные образования, представленные андезит-дацитовыми лавами, кластолавами, пирокластическим материалом и терригенными осадками. Этот период завершился внедрением гипабиссальных массивов, штоков и даек сиенито-диоритов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров.

Во второй период орогенного развития происходит активизация тектонической деятельности в краевых частях первичного сводового поднятия, приведшая к формированию тектонических депрессий. Они заполнялись лавами андезит-дацитов, липаритов, трахилипаритов. Кислые лавы чередовались с кластолавами, пирокластами и игнимбридами, а андезит-дацитовые – с пирокластами и терригенными отложениями. При этом возникало два типа вулcano-тектонических структур: кальдеры проседания и вулcano-купольные сооружения. Позднеорогенный период завершился внедрением субвулканических и гипабиссальных интрузий гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, даек от основного до кислого и щелочного состава. Все позднеорогенные вулcano-интрузивные комплексы характеризуются повышенными содержаниями урана, причем фоновые содержания увеличиваются от ранних к более поздним формациям. Именно к последним пространственно тяготеют урановые месторождения.

Ураноносные складчатые области альпийских подвижных зон формировались на консолидированном раздробленном фундаменте, претерпевшем геосинклинальное развитие в варисскую или каледонскую эпоху. Для них характерно отчетливое проявление продуктов собственно геосинклинальной и орогенной стадии развития альпийского тектоно-магматического цикла. Как и в варисских складчатых поясах, ураноносные области локализуются в участках с гетерогенным внутренним строением, в пределах которых сочетаются блоки ранней консолидации и геосинклинальные прогибы. Продукты завершающей орогенной стадии эволюции проявились в жестких приподнятых блоках и примыкающих к ним краевых частях прогибов.

Урановые месторождения таких областей не обладают какими-либо присущими лишь им особенностями геологического строения. Они различаются составом вмещающих пород, структурной обстановкой и составом руд. Наиболее типичными являются месторождения прожилково-вкрапленных руд с сульфидами в вулкано-тектонических депрессиях, сложенных осадочными породами, чередующимися с кислыми вулканитами (липаритами). Известны также жильно-штокверковые кварц-настуран-сульфидные месторождения в зоне экзоконтакта позднеорогенных интрузий диорит-монцонит-гранитов. Оруденение приурочено к узлам пересечения различно ориентированных разломов.

Урановорудные месторождения областей альпийского орогенеза невелики по масштабам, они составляют лишь малую долю в общем мировом балансе запасов урановых руд и потому не выделяются в самостоятельный формационно-промышленный тип.

Мезозойская тектоно-магматическая активизация развивалась во многих ранее консолидированных областях Тихоокеанского, Средиземноморского и Урало-Монгольского складчатых поясов в виде интенсивных тектонических подвижек и активной магматической деятельности. Области тектоно-магматической активизации отличаются проявлением сводово-глыбовых поднятий и погружений, разделенных глубинными разломами. В узлах пересечения глубинных разломов формировались вулкано-тектонические депрессии, заполненные чередующимися дифференцированными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными комплексами пород. Наблюдается частая смена резко различных по составу вулканогенных комплексов – от фельзитов и липаритов через андезиты и трахидациты до базальтов. Эти комплексы пород прорваны линейными и кольцевыми разломами, залеченными малыми интрузиями кислого и субщелочного состава.

С завершающими стадиями развития областей мезозойской активизации связано образование низкотемпературных флюоритовых, золото-сурьмяных и ртутных месторождений. К вулкано-тектоническим депрессиям приурочены флюорит-урановые месторождения в аргиллизитах. Чередование пестрых по составу пород эффузивно-осадочного комплекса, послонных и крутопадающих нарушений отразилось на морфологии рудных тел: для этих областей типично разнообразие их морфологических типов – от линейных крутопадающих жиллообразных до пластообразных.

Кроме вулкано-тектонических депрессий в областях активизации формировались эрозионно-тектонические впадины, выполненные пестроцветными молассами при подчиненном развитии кислых вулканитов. В них известны небольшие стратиформные мышьяково-урановые месторождения, рудные тела которых имеют пласто-, ленто- и линзообразную форму.

Урановые месторождения обоих типов локализуются в наложенных вулкано-тектонических и эрозионно-тектонических депрессиях, сформированных на гранитоидах более ранней геосинклинальной стадии развития складчатой области. Однако урановые месторождения формации флюорит-урановых руд в аргиллизитах, образующиеся в вулкано-тектонических депрессиях, имеют несоизмеримо большее промышленное значение по сравнению с месторождениями эрозионно-тектонических депрессий.

Характерной особенностью складчатых областей с промышленными месторождениями урана является развитие более ранних по отношению к основному урановому оруденению геологических формаций горных пород различного происхождения с повышенным кларком урана. Повышенные концентрации урана установлены в докембрийских гранитогнейсах, образующих купольные сооружения в породах фундамента; углеродисто-кремнистых сланцах, выполняющих интрагеосинклинальные прогибы, обрамляющие срединные массивы; ультраметаморфических калиевых гранитогнейсах; послескладчатых гранитах и липаритах; вулканогенно-осадочных формациях, сформировавшихся в начале орогенной стадии развития.

Все основные промышленно важные урановые месторождения больших складчатых поясов приурочены к срединным массивам. Они расположены как в центральной части таких массивов, так и в их ближайшем окружении. Наиболее продуктивными для формирования урановорудных провинций являются срединные массивы Средиземноморского и Урало-Монгольского складчатых поясов.

Срединные массивы отличаются присущими лишь им особенностями геологического развития и выделяются многими исследователями (А.Л. Яншин, В.Е. Хаин, А.Д. Щеглов и др.) в качестве самостоятельных геотектонических единиц.

5.2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И УРАНОНОСНОСТЬ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

По определению А.Л. Яншина, срединные массивы – это устойчивые участки земной коры, которые сохранили платформенный или близкий к платформенному режим развития, когда вокруг них формировались геосинклинали; это остатки той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальные прогибы данной складчатой области.

Срединные массивы выделяются в пределах геосинклинальных поясов, но по особенностям строения и геологического развития занимают промежуточное место между платформами и геосинклиналями. Их характерной особенностью является наличие докембрий-

ского основания; они отличаются присущей лишь им металлогенией, промежуточной между платформами и геосинклиналями.

В геологической истории становления срединных массивов различают три периода формирования эндогенных месторождений: а) древний, предшествовавший возникновению складчатой области, включающей срединный массив; б) одновременный с образованием складчатой области; в) более молодой, связанный с процессами наложенной тектоно-магматической активизации.

К первому периоду, охватывающему архей и протерозой, относится формирование кристаллического основания (фундамента) массива. Второй совпадает с периодом геосинклинального развития области, в пределах которой он расположен. Влияние геосинклинальных процессов на жесткие срединные блоки проявлялось во внедрении гранитоидных интрузий, образовании разрывных нарушений и внутренних прогибов, синхронных геосинклинальным, таких, как Баррандовский в Чешском массиве.

Третий период наиболее отчетливо выражен в породах кристаллического основания, выведенных на поверхность. В областях тектоно-магматической активизации образуются наложенные пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями или грубообломочными континентальными угленосными отложениями. Такие структуры обычно обрамлены зонами долгоживущих тектонических нарушений. Вдоль них часто происходят значительные по масштабам внедрения базальтов в виде серий даек и куполов.

Полученный за последние годы большой фактический материал свидетельствует о своеобразии условий возникновения рудных месторождений в пределах срединных массивов и наличии многих общих особенностей их проявления.

Главная металлогеническая особенность срединных массивов заключается в пространственном совмещении рудных месторождений, характерных как для платформ, так и для геосинклинальных областей. Так, в фундаменте некоторых массивов известны осадочно-метаморфические месторождения железа, марганца, фосфора, метаморфогенные месторождения золота, пегматитовые месторождения. Со становлением смежных геосинклинальных прогибов могут быть связаны осадочные месторождения железа и марганца, стратиформные медно-никелевые. В периоды орогенеза и тектоно-магматической активизации образуются многочисленные месторождения вольфрама, олова и молибдена в скарнах и грейзенах, гидротермальные месторождения полиметаллов, урана, серебра, флюорита, барита. Крупные зоны разломов глубинного заложения контролируют пространственное размещение рудоносных интрузий, главных рудных районов и

эндогенных месторождений. Формирование их происходило в приповерхностных условиях, многостадийно, в широком температурном диапазоне.

Урановое рудообразование проявилось во многих срединных массивах. Однако промышленно важные урановые месторождения возникли лишь там, где геологическое развитие было длительным, приведшим к последовательной концентрации урана из рассеянного состояния в промышленные скопления. Подобную эволюцию претерпели Чешский и Центральный Французский срединные массивы Средиземноморского складчатого пояса, отдельные срединные массивы Урало-Монгольского пояса.

Наиболее важные в промышленном отношении месторождения урановых руд связаны с завершающими этапами каледонского и варисского тектоно-магматических циклов (360–340 и 270–260 млн. лет), а также с периодом мезозойской тектоно-магматической активизации (190–140 млн. лет). Их формирование предопределяется геологической историей развития эндогенных рудообразующих процессов в пределах срединных массивов.

Наиболее отчетливо урановая металлогеническая специализация проявлена в срединных массивах Западной Европы в пределах Средиземноморского складчатого пояса варисцид (рис. 30). Срединные массивы палеозойд Европы являются важнейшими структурными

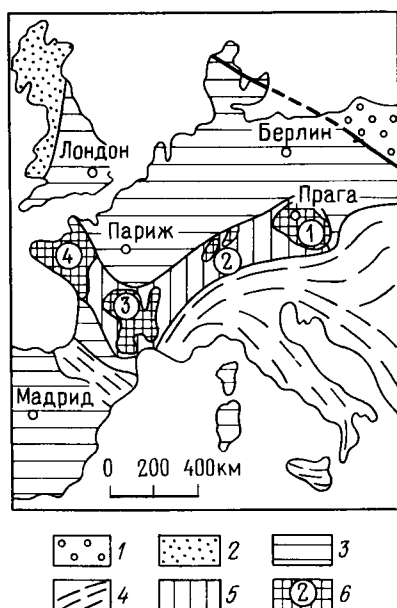


Рис. 30. Схема размещения срединных массивов Западной Европы:
1 — Восточно-Европейская платформа; 2–4 — области фанерозойской складчатости: 2 — каледонской, 3 — варисской (герцинской), 4 — альпийской; 5 — зона срединных массивов; 6 — срединные массивы: 1 — Чешский, 2 — Верхне-Рейнский, 3 — Центральный Французский, 4 — Армориканский

элементами Средиземноморского геосинклинального пояса, заложенного еще в период байкальской складчатости. Основные черты их геологического строения рассматриваются на примере Чешского массива.

Чешский срединный массив площадью около 80 тыс. км² представляет собой фрагмент варисцид среди мезо-кайнозойских образований (рис. 31). Он расположен в центральной части Европы. Большая часть площади находится в пределах ЧССР, а краевые части продолжают на территории Австрии, ФРГ, ГДР и ПНР.

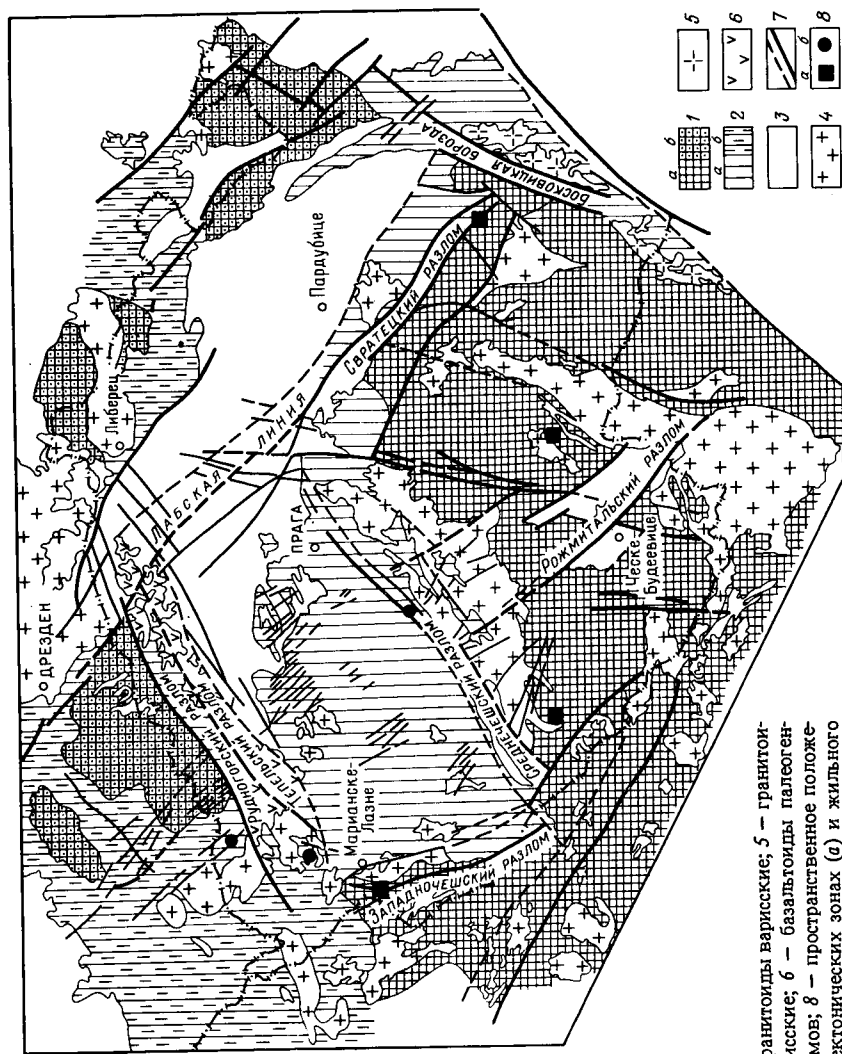
На западе и северо-востоке Чешский массив по крупным зонам разломов сопрягается с палеозойскими консолидированными складчатыми сооружениями, а на северо-западе, в Саксонии, погружается под отложения платформенного чехла. На юге и юго-востоке он отделен крупным предальпийским краевым прогибом от мегантиклинория Альп и Западных Карпат. По происхождению, морфологии, истории развития это типичный срединный массив среди консолидированных варисских складчатых сооружений.

В строении Чешского срединного массива выделяют две основные геотектонические единицы: центральное ядро и его складчатое обрамление. В пределах этих крупных геотектонических единиц по особенностям структурного плана и истории развития различают области второго порядка: в ядре Чешского массива – наиболее древнее Молданубское поднятие и более поздний Тепла-Баррандиенский прогиб, а в складчатом обрамлении – Рудногорско-Тюрингскую, Железногорско-Западносудетскую и Моравско-Силезскую области. В отличие от ядра Чешского массива в складчатом обрамлении более интенсивно проявились все процессы варисского тектоно-магматического цикла, что привело к усложнению складчатых и разрывных структур, более яркому выражению процессов метаморфизма.

Основные урановорудные районы расположены в пределах Молданубского поднятия, Тепла-Баррандиенского прогиба и Рудногорско-Тюрингской области.

В вертикальном разрезе Чешского срединного массива выделяются кристаллическое основание (фундамент), геосинклинальный, орогенный и платформенный (чехол) структурные этажи.

Фундамент массива сложен нижнепротерозойскими метаморфическими породами Молданубского комплекса (молданубикум). Считается, что складчатые структуры и процессы метаморфизма связаны с последними фазами карельской (молданубской) складчатости. Породы этого комплекса коррелируются с аналогичными образованиями Вогез, Французского и Армориканского массивов. Они развиты в основном в области Молданубского поднятия. Определение их возраста основывается лишь на палеогеографическом и тектоническом анализе.



К наиболее ранним магматическим образованиям Молданубского комплекса относятся ортоамфиболиты; выделяются синорогенные интрузии основных и ультраосновных пород; гранулиты и гранито-гнейсы. Это в основном синтектонические и преимущественно метасоматические породы, формировавшиеся в зоне ультраметаморфизма при широком проявлении процессов метасоматоза и гранитизации.

Породы молданубикума подверглись интенсивному складкообразованию в процессе регионального метаморфизма. При этом происходила ассимиляция древних структур, что затрудняет изучение истории их формирования. Ориентировка древних складчатых структур различна в разных районах. Главные складчатые структуры в центральной части молданубикума имеют преимущественно северо-восточное и меридиональное направление с преобладающим падением к северо-западу. Для разрывных нарушений Молданубского поднятия, подновленных в период поздневарисского тектогенеза, характерно близмеридиональное простираание.

Образования геосинклинального структурного этажа развиты в пределах Тепла-Баррандиенского прогиба и областях складчатого обрамления. Процесс осадконакопления продолжался от позднего протерозоя до поздней перми. Породы подразделяются на два структурных яруса: а) нижний (верхний протерозой); б) верхний (кембрий – средний девон).

Стратиграфический разрез отложений нижнего структурного яруса в пределах Тепла-Баррандиенского прогиба начинается с верхнего протерозоя. В его пределах различают слабометаморфизованные образования протерозоя и неметаморфизованные – венда (эокембрия). Все отложения этого яруса по степени метаморфизма подразделяются на три серии: доспилитовую, спилитовую и постспилитовую.

Доспилитовая серия объединяет наиболее древнюю часть альгонкских отложений. Здесь преобладают глинистые сланцы или их метаморфизованные эквиваленты – филлиты, переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами. Спилитовая серия сложена песчаниками, алевролитами, лавами спилитов и кератофиров, кварцитами и кристаллическими известняками. В состав постспилитовой серии (венд) входит толща песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с отдельными прослоями конгломератов, известняков и известково-глинистых сланцев.

В пределах Рудногогорско-Тюрингской области породы нижнего структурного яруса претерпели более высокую ступень метаморфизма и представлены гнейсо-сланцами и сланцами с прослоями и линзами мраморизованных известняков, доломитами и амфиболитами.

Образования верхнего структурного яруса, занимающие ограни-

ченные площади, представлены грубообломочными континентальными отложениями молассового типа. Они несогласно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего карбона.

Образования орогенного структурного этажа – верхнекарбонные и нижнепермские континентальные угленосные и терригенные отложения – с угловым несогласием залегают на более древних породах, что послужило основанием для выделения их в самостоятельный структурный этаж.

Наиболее ранние проявления магматической деятельности относятся к ранним этапам становления геосинклинальных областей. Они выразились в излиянии лав и внедрении гипабиссальных интрузий основного и ультраосновного состава. В пределах Тепла-Баррандиенской области это породы спилитовой серии: спилиты, туфы и туффиты. После спилитов возник комплекс эффузивов среднего и кислого состава. Интрузии основного состава метаморфизованы до амфиболитов. Более поздние интрузивные комплексы представлены синорогенными гранитогнейсами и небольшими интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов, прорывающих породы спилитовой серии.

Наиболее крупные внедрения гранитной магмы, приведшие к образованию массивов гранитоидов, относятся к заключительным фазам варисского орогенеза. В Чешском срединном массиве в этот период происходит становление крупных интрузивов: Центрального Средне-Чешского, Карлововарского, Борского и др. Их положение определяется зонами глубинных разломов. Почти все гранитные массивы имеют сложное внутреннее строение за счет многократного внедрения магматических масс, связанных с различными фазами варисского тектогенеза. Экзоконтактовые изменения проявились в формировании ореола кордиеритовых гнейсов шириной от 6 до 15 км. Абсолютный возраст гранитов составляет 340 и 320 млн. лет.

Отложения платформенного этажа представлены толщами пород позднемелового и кайнозойского времени. Позднепермские, триасовые и юрские отложения развиты локально. Позднемеловые образования наиболее полно сохранились в области Лабского синклинория, выделяемого как Чешская Меловая впадина. Она представляет собой денудационный останец поля меловых отложений, имевших ранее более широкое распространение. В основании осадочной толщи наблюдаются континентальные песчано-глинистые отложения сеномана, обогащенные органическим веществом. Они перекрываются морскими песчаниками, алевролитами, известняками и мергелями турона, коньяка и сантона. Породы залегают почти горизонтально и разбиты разноориентированными крутопадающими нарушениями на ряд поднятых и опущенных блоков.

Отмеченные особенности геологического строения Чешского массива в целом характерны для всех срединных массивов, хотя для каждого из них проявляются и специфические особенности.

5.3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Для правильного понимания условий образования урановых месторождений срединных массивов необходимо рассмотреть общие черты их геологического развития и эволюции урана в этих процессах.

Урановые месторождения срединных массивов известны в породах фундамента, геосинклинального структурного этажа, платформенного чехла и в гранитоидах.

Рудовмещающие кристаллические сланцы фундамента представляют собой вулканогенно-осадочные образования, исходно метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. В процессе геологического развития эти породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации. В них сохраняются реликтовые микроструктуры – бластопазмитовая, офитовая. Минеральный состав таких реликтовых участков подтверждает принадлежность их к зеленосланцевой фации.

Смена фаций метаморфизма наиболее четко прослеживается по изменению состава гранатов от относительно низкотемпературных разностей (около 500° С) до типичных для амфиболитовой фации метаморфизма (около 700 °С). Нарастание степени метаморфизма выразилось в зональности порфиробластов гранатов, обусловленной обогащением их от центра к периферии пироповой и альмандиновой составляющими и обеднением гроссуляровой и спессартиновой.

Рудовмещающие кристаллические сланцы изначально обладали повышенным содержанием урана – $(7-10) \cdot 10^{-4} \%$. Намечается пространственная приуроченность урановых месторождений к таким исходно обогащенным ураном породам. Для некоторых регионов устанавливается зависимость запасов урановых месторождений от объема пород, обогащенных ураном.

Метаморфические породы были существенно изменены в связи с процессами гранитизации. Минеральные преобразования сопровождались массовым выносом кальция, магния, железа, глинозема и привносом кремнезема, калия, натрия, фтора, бора. В результате возникали породы с характерными гнейсовыми текстурами, грано- или порфиробластовой структурой. Новообразованными акцессорными минералами являются циркон, ортит и апатит.

Переходные разности пород представлены мигматитами, особенно типичными для полей развития пироксеновых и гранат-цоизитовых амфиболитов. Формирующиеся при гранитизации гнейсы состоят из

калиевого полевого шпата (20–60 %), кварца (20–40 %), плагиоклаза (10–30 %) и цветных минералов (до 15 %). Это существенно кварц-полевошпатовые породы. Процесс гранитизации по гранатовым амфиболитам характеризуется следующей сменой пород: амфиболиты – мигматизированные амфиболиты – мигматиты – гнейсы.

Процесс гранитизации сопровождался значительным увеличением объема пород (до 40–50 %), их разуплотнением, что обусловило подъем реоморфизованного вещества вследствие его пластичности, меньшей плотности, наличия поровых растворов и газов. Все это привело к образованию гнейсовых куполов и развитию диапиризма.

Процессы гранитизации в срединных массивах проявлялись неоднократно и сопровождались резким повышением содержания K_2O , привнесом урана и тория. В гранитогнейсах, где количество новообразованного калиевого полевого шпата достигает 30%, содержания урана и тория составляют $(10 - 14) \cdot 10^{-4}$ и $(11 - 15) \cdot 10^{-4}$ %, а в калишпатовых метасоматитах, где количество калиевого полевого шпата более 50 %, их содержания увеличиваются соответственно до $20 \cdot 10^{-4}$ и $30 \cdot 10^{-4}$ %.

Уран и торий сосредоточены в основном в монаците, ортите, торите. Кроме того, отмечаются повышенные содержания олова, бериллия, иттрия, свинца, фосфора, ниобия и тантала. Выделяются отдельные участки локального накопления урана.

После кремниево-калиевого метасоматоза в некоторых районах развивается высокотемпературная альбитизация, в процессе которой калиевый полевой шпат замещается альбитом, кварцем и биотитом, образуются акцессорные минералы – апатит, циркон, флюорит, ортит, ураноторит, уранинит. Сочетание кремниево-калиевого и натриевого метасоматоза формирует комплексы автометаморфизованных гранитов с высокой радиоактивностью и повышенными концентрациями редких элементов, таких, как тантал, ниобий, олово, бериллий, литий, рубидий. Редкометалльные альбититы приурочены к апикальным частям и куполовидным выступам альбитизированных гранитов.

Следующим метасоматическим процессом является грейзенизация, при которой калиевые полевые шпаты и альбит замещаются кварцем, слюдами, турмалином, флюоритом и др. С грейзенами и апогранитными альбитами связано формирование месторождений олова и редких металлов.

В процессе отмеченных метасоматических преобразований горных пород происходило перераспределение урана и накопление его в определенных комплексах. В докембрии возникают мелкие рудопроявления ультраметаморфогенно-метасоматического типа с уранинитом, браннеритом в ассоциации с апатитом, топазом и циртоли-

тами. В палеозое появляются комплексные редкометалльные месторождения в апогранитах с повышенными содержаниями урана.

Однако промышленные концентрации урана связаны с более поздним периодом эволюции срединных массивов – с этапом постгранитной гидротермальной деятельности, т.е. с процессами низкотемпературного метасоматоза. К этому времени в результате многократных мобилизаций, регенераций и переотложений большая часть урана в гранитах и гнейсах находилась в легкоподвижной и легкоэкстрагируемой форме. Этот уран мог быть источником для формирования гидротермальных месторождений.

В отличие от высокотемпературных преобразований, имеющих площадное распространение, процессы низкотемпературного метасоматоза развиты более локально, вдоль тектонических нарушений и зон повышенной проницаемости горных пород. Мощность ореолов гидротермально измененных пород около отдельных трещин обычно не превышает первых метров, около крупных тектонических зон она увеличивается до первых десятков метров.

Урановым месторождениям срединных массивов свойственны два типа низкотемпературных гидротермальных преобразований: карбонат-слюдистый и карбонат-альбитовый.

Ореолы карбонат-слюдистых метасоматитов сопровождают жилы и прожилки железо-магний-кальциевых карбонатов (сидерит, доломит, анкерит). Наиболее характерными реакциями преобразования являются замещение биотита мусковитом и гидромусковитом, плагиоклаза серицитом и гидросерицитом, а амфиболов карбонатом. В ряде случаев отмечается замещение полевых шпатов, главным образом калиевого полевого шпата, каолинитом. В породах, обогащенных железом (амфиболиты, скарноиды), гидротермальные изменения сопровождаются развитием мелкозернистого пирита.

Наличие в гидротермально измененных породах таких новообразованных минералов, как серицит, гидрослюда, мусковит, каолинит в ассоциации с железо-магний-кальциевыми карбонатами, свидетельствует о воздействии низкотемпературного кислотного выщелачивания, преобразующего вмещающие породы. Кислотный тип выщелачивания проявляется в выносе из пород натрия, магния, железа и привносе калия, кальция и углекислоты.

По составу новообразованных минералов (присутствию мусковита и серицита) карбонат-слюдистые метасоматиты приближаются к породам формации безитов.

Продукты процесса предрудного кислотного выщелачивания (карбонат-слюдистые метасоматиты) характеризуются относительно низкими содержаниями урана – до $7 \cdot 10^{-4}\%$. В ореолах карбонат-слю-

дистых метасоматитов, не затронутых более поздними гидротермальными изменениями, урановая минерализация не отмечается.

Карбонат-альбитовые метасоматиты являются более поздними по отношению к карбонат-слюдистым. Их формирование связано с воздействием на вмещающие породы низкотемпературных гидротермальных растворов с повышенной химической активностью натрия. Типичными минеральными преобразованиями являются хлоритизация биотита и амфибола, альбитизация полевых шпатов, сопровождаемая развитием микровыделений оксидов железа, что придает измененным породам красноватые оттенки.

Интенсивный щелочной метасоматоз приводит к выщелачиванию порообразующего кварца, появлению псевдоморфоз хлорита по цветным минералам, кристаллизации таблитчатого мелкозернистого альбита, возникновению водяно-прозрачных каемок адуляра вокруг альбитизированных зерен полевых шпатов. Пустоты на месте выщелоченных зерен порообразующих минералов выполнены агрегатами кальцита. При метасоматических преобразованиях происходил вынос кремния, железа и магния, привнос натрия, углекислоты и кальция.

Для ореолов карбонат-альбитовых метасоматитов помимо процессов выщелачивания характерны и процессы отложения мобилизованных петрогенных элементов в форме регенерированных хлорита и кварца. Отложение этих минералов сопровождается выделением урановых минералов и образованием парагенетических минеральных ассоциаций типа хлорит + настуран и кварц + коффинит.

На некоторых месторождениях установлены определенные закономерности эволюции щелочного метасоматического процесса. Нижние зоны ореолов метасоматитов отличаются интенсивным проявлением выщелачивания. В таких участках содержания урана в щелочных натриевых метасоматитах невысоки (не более $10 \cdot 10^{-4} \%$). И лишь локально, в горных породах, обогащенных сфеном, развивается тонкая вкрапленность браннерита. Титанат урана псевдоморфно замещает сфен. Выше по восстанию рудоносных зон отмечается массовое отложение регенерированных хлорита и кварца, выделение настурана и коффинита и формирование промышленного оруденения.

Следовательно, при образовании ореолов низкотемпературных щелочных натриевых метасоматитов наблюдаются два последовательно сменяющих друг друга по мере взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами процесса: выщелачивания и осаждения. В условиях выщелачивания происходила миграция урана в гидротермальных растворах. По данным Г.Б. Наумова, низкотемпературные щелочные карбонатные растворы являются благоприятной средой для миграции урана. При снижении щелочности растворов за счет взаимодействия их с вмещающими породами создавались благо-

приятные условия как для фиксации выщелоченных ранее петрогенных элементов в форме регенерированных хлорита и кварца, так и для отложения урановых минералов.

По набору характерных признаков – щелочности и низкой температуре преобразующих растворов, высокой активности натрия в них, тесной геохимической связи с ураном – карбонат-альбитовые метасоматиты отвечают метасоматической формации эйситов, выделенной Б.И. Омеляненко.

Развитие метасоматических процессов в пределах срединных массивов в целом соответствует общей стадийности гидротермального процесса, обоснованной Д.С. Коржинским, т.е. последовательность смены стадий такова: раннещелочная → кислотная → позднещелочная → нейтральная. Продуктами раннещелочной стадии являются высокотемпературные калишпатовые метасоматиты. С их становлением связан интенсивный привнос урана и тория вплоть до формирования тонковкрапленного уран-ториевого оруденения. Низкотемпературные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания – карбонат-слюдистые образования – развиты вдоль разрывных тектонических нарушений. Для них типичны низкие содержания урана. С проявлением стадии кислотного выщелачивания, очевидно, связан массовый вынос урана из вмещающих пород. Процесс щелочного метасоматоза не сопровождался отложением урана. Лишь в редких случаях уран выделяется в виде титаната. Это свидетельствует о том, что с щелочными низкотемпературными углекислыми растворами все же происходил привнос урана. Однако геохимические условия были в основном неблагоприятны для концентрации элемента в минеральную форму. Массовое отложение урановой минерализации и образование промышленных рудных скоплений характерно для нейтральной стадии метасоматического процесса, являющейся в то же время завершающим этапом низкотемпературного щелочного натриевого метасоматоза.

Положение урановых месторождений обусловлено прежде всего геологическими факторами, связанными с развитием завершающих процессов каледонской и варисской тектоно-магматической деятельности в пределах срединных массивов: это приуроченность к зонам глубинных разломов, к позднекаледонским и поздневарисским интрузиям, рудоконтролирующее влияние складчатых структур. Морфологические особенности урановых месторождений определяются типом и условиями формирования рудовмещающих структур в период всей истории геологического развития блока. Поэтому различным структурным этажам свойственны различные морфологические типы месторождений.

Решающее значение в размещении эндогенных рудных место-

рождений в пределах срединных массивов имеют зоны глубинных разломов, которые четко определяют и пространственное положение поздних (орогенных) интрузивов. Зоны глубинных разломов по времени заложения, морфологии и пространственному положению можно разделить на граничные и межглыбовые (межблоковые). Граничные разломы обусловили блоковое строение срединных массивов. Глыбовые развиты внутри блоков и разделяют их на отдельные области. В результате подвижек по межблоковым разломам одни участки оказались опущенными, другие – приподнятыми, что создало мозаичную структуру с разной амплитудой вертикальных перемещений блоков.

Известны отдельные месторождения и в удалении от зон глубинных разломов, но они не представляют большого промышленного интереса.

Пространственная связь уранового оруденения с поздними (орогенными) интрузиями гранитоидов проявляется довольно отчетливо. Урановые месторождения Центрального Французского массива локализируются, как правило, непосредственно среди гранитоидов, в то время как для Чешского массива характерна приуроченность месторождений к зоне экзоконтакта поздневарисских гранитоидов, к полосе контактово-измененных пород шириной около 2 км. На таких месторождениях оруденение обычно выклинивается при переходе рудных жил в граниты.

По результатам определения изотопного возраста гранитов и урановых руд для месторождений Чешского массива установлено, что формирование гранитоидов, контролирующих положение урановых месторождений, отделено значительным интервалом времени от образования урановых руд (соответственно 320 и 270–260 млн. лет). Поэтому связь уранового оруденения с гранитоидами следует рассматривать лишь как пространственную, но не генетическую.

Состав вмещающих пород различных по генезису урановых месторождений срединных массивов изменяется от глубоко метаморфизованных раннепротерозойских гнейсов до мало измененных верхнемеловых песчаников. Подавляющее большинство эндогенных месторождений залегает в породах метаморфического комплекса и гранитоидах. Закономерности пространственного размещения месторождений во многом определяются физико-механическими и геохимическими свойствами вмещающих пород: благоприятные физико-механические свойства способствуют образованию рудовмещающих структур и поступлению рудоносных растворов, а геохимические – рудоотложению.

В катазонально метаморфизованных гнейсах нижнего структурного яруса рудовмещающими являются зоны древнего заложения, в

целом согласные с общим простираением вмещающих пород – мелкозернистых графитизированных биотитовых гнейсов. Зоны прослеживаются в геохимически относительно однородной среде, и влияние литологического состава на локализацию оруденения минимально.

На месторождениях, залегающих в породах геосинклинального структурного этажа, жилы и системы жил занимают секущее положение по отношению к сланцеватости. Поэтому основным фактором локализации оруденения часто оказываются геохимические свойства вмещающих пород. Благоприятным является частое чередование в разрезах вулканогенных пород основного и кислого составов с различной восстановительной емкостью.

В состав собственно геосинклинальных формаций, развитых в обрамлении срединных массивов, обычно входят терригенные и вулканогенные толщи. Среди них особую роль в процессе уранового рудообразования играют раннепалеозойские углеродисто-кремнистые сланцы с огромными запасами урана и сопутствующих компонентов. В них известны сложные по генезису – полигенные и полихронные – стратиформные урановые месторождения, которые объединяются в формацию урановых месторождений в "черных" сланцах. Подобные месторождения выявлены в обрамлении срединных массивов в Средиземноморском складчатом поясе. В отличие от всех остальных месторождений срединных массивов здесь не установлена пространственная связь с поздневарисскими интрузиями или продуктами наземного магматизма. "Черные" сланцы отличаются от других пород повышенными концентрациями не только урана, но и ванадия, молибдена, свинца, цинка, серебра, никеля и кобальта. Первичное накопление этих элементов в "черных" сланцах связано с седиментационно-диагенетическими процессами.

В орогенных отложениях складчатых областей месторождения известны как в слоистых толщах вулканических депрессий, так и в массивных породах вулканических жерл и субвулканических интрузивов. Они приурочены к полям распространения континентальных вулканических образований липаритовой формации и располагаются в непосредственном обрамлении срединных массивов или на некотором удалении от них. Месторождения формируются в орогенный период развития складчатых областей после завершения всех проявлений магматической деятельности, включая поверхностный вулканизм. Они отличаются специфическим составом руд, структурным и литологическим контролем оруденения.

Месторождения складчатых областей, приуроченные к срединным массивам и их обрамлению, различаются по времени образования, структурной позиции, составу вмещающих пород и руд, по характеру околорудных изменений. По общности условий формирования ос-

новые промышленные месторождения можно объединить в семь формационных групп:

- 1) урановая в биотитовых гнейсах фундамента;
- 2) урановая в пиритизированных углеродистых сланцах, алевролитах, песчаниках;
- 3) урановая в гранитах ("эписиенитах");
- 4) фосфор-урановая в натриевых метасоматитах (эйситах);
- 5) молибден-урановая в березитах;
- 6) флюорит-урановая в аргиллизитах;
- 7) урановая в "черных" сланцах.

Месторождения трех первых групп преобладают в срединных массивах Средиземноморского пояса и располагаются в пределах самих срединных массивов, а урановые месторождения в "черных" сланцах развиты в обрамлении одного из таких срединных массивов.

Месторождения фосфор-урановой и молибден-урановой формаций локализованы в переходных зонах, разделяющих допалеозойские ядра срединных массивов и блоки геосинклинальных обрамляющих структур, а также в обрамлении срединных массивов. Они характерны для срединных массивов Урало-Монгольского складчатого пояса.

Флюорит-урановые месторождения приурочены к областям мезозойской тектоно-магматической активизации срединных массивов, сформировавшихся в древних складчатых поясах после завершения байкальской складчатости.

5.4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСАХ

Месторождения расположены преимущественно в породах фундамента срединных массивов, представленных глубокометаморфизованными гнейсами (рис. 32). Урановое оруденение приурочено к графитизированным зонам крупных линейных разломов длительного развития, которые прослеживаются по простиранию на десятки километров.

Вмещающие породы – биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с частными прослоями и линзами орто- и параамфиболитов, кварцитов, часто с графитом – имеют хорошо выраженную линейно-параллельную текстуру, что позволяет сравнительно четко выделять типы складчатых структур и их ориентировку.

Изучение физико-механических и химических свойств вмещающих пород показало, что мелкозернистые биотитовые парагнейсы, в которых обычно залегают рудоносные графитизированные зоны, несколько отличаются от остальных пород изначально повышенным со-

Рис. 32. Положение графитизированных ураноносных зон разломов в гнейсах фундамента:

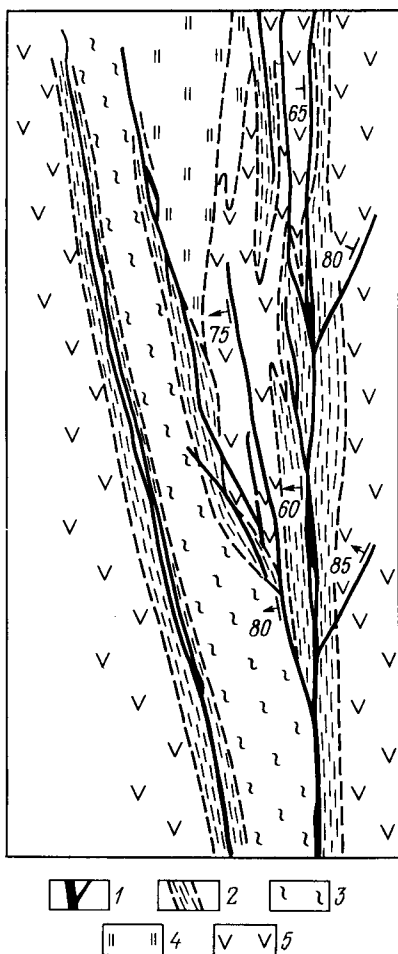
1 — графитизированные зоны с урановым оруденением; 2—3 — гнейсы: 2 — мелкозернистые биотитовые, 3 — биотит-плагноклазовые; 4 — мигматиты; 5 — амфиболиты

держанием урана, более низкими средними значениями статического и динамического модулей упругости. При переходе из мелкозернистых биотитовых парагнейсов в мигматиты, пикритовые порфириты и ортогнейсы графитизированные зоны начинают ветвиться и выклиниваться. Следовательно, пространственное положение рудоносных зон во многом определяется составом пород и их физико-механическими свойствами.

Месторождения приурочены к антиклинальным складкам протяженностью в десятки километров. Ядерная часть антиклинальных структур обычно сложена интенсивно метаморфизованными гнейсами, а крылья — породами амфиболит-гнейсовой серии. Крылья складчатых сооружений бывают осложнены флексурными изгибами.

Морфологический тип и пространственное положение разрывных нарушений тесно связаны со складчатыми структурами. По отношению к складчатости выделяются две основные системы нарушений: продольные и диагональные.

Характерной особенностью месторождений данного типа является приуроченность основных запасов урановых руд к продольным нарушениям, широко развитым на всех месторождениях. Они ориентированы преимущественно согласно со слоистостью или пересекают ее под острым углом. Их пространственное положение и элементы залегания зависят от ориентировки крыльев антиклинальных складок. В



масштабе месторождения продольные рудоносные зоны подразделяются на структуры I, II и более высоких порядков. Нарушения I порядка представлены крупными тектоническими зонами, образующими структурный каркас месторождения. Они прослеживаются по простиранию более чем на 10 км, по падению – более чем на 1 км. Для них типична выдержанность элементов залегания. Мощность подобных зон изменяется от первых метров до десятков метров.

К структурам II, III и более высоких порядков относятся трещины оперения, формирование которых генетически связано с подвижками по основным нарушениям. Они отличаются от главных зон меньшими размерами и мощностью, а на отдельных участках являются секущими по отношению к слоистости вмещающих пород; в них уменьшается количество тектоно-кластического материала и возрастает объем жильного выполнения и тогда они, в отличие от зон, выделяются как жилы.

Рудоносны как главные продольные нарушения I структурного порядка, так и нарушения более высоких порядков. Рудоносные зоны представляют собой системы сближенных тектонических швов с заключенными между ними блоками в разной степени дробленных, графитизированных, пиритизированных и хлоритизированных пород. Наиболее интенсивно дробление проявлено вдоль отдельных тектонических швов, а между ними породы сохраняют первичную текстуру. Иногда в зонах развиты дайки аплитов и карбонатные жилы различных стадий минерализации. Урановое оруденение пространственно тяготеет к участкам гидротермально измененных хлоритизированных пород.

Между рудоносными зонами и жилами существуют переходные разновидности минерализованных нарушений с различными соотношениями жильных минералов и тектоно-кластического материала. Устанавливается определенная зависимость между положением флексур вмещающих пород и морфологией разрывных нарушений. В пределах флексур изменяется ориентировка продольных нарушений, они ветвятся, осложняется их морфология, увеличивается общая мощность (рис. 33). Породы здесь интенсивно тектонически проработаны, гидротермально изменены, вмещают дайки гранит-аплитов, жилы и прожилки карбонатов. Чем резче выражен флексурный изгиб, тем сильнее ветвление зоны и изменение ее морфологии. Иногда рудоносные зоны не повторяют флексуры вмещающих пород, сохраняя общее простирание. В этом случае зона оказывается секущей по отношению к направлению сланцеватости, осложняется ее морфология: увеличивается мощность, возрастает количество жильных минералов.

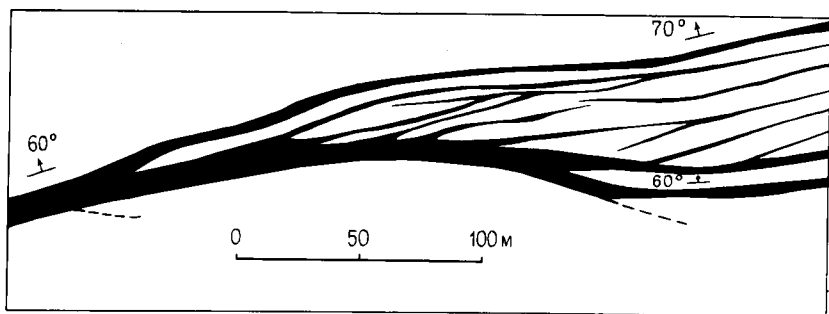


Рис. 33. Разветвление рудоносной графитизированной зоны в участке флексурного изгиба

За пределами изгибов мощность тектонических зон вновь уменьшается, они становятся более затертыми, "сухими", уменьшаются интенсивность гидротермального метаморфизма и количество жильных минералов.

Участки перегибов основных рудоносных зон определяют положение оперяющих нарушений. При изменении простирания зоны появляются трещины оперения висячем боку основных рудоносных зон. Это в целом тоже послойные нарушения, но близ сопряжения с основной зоной они занимают секущее положение по отношению к простиранию пород.

Нарушения второй системы – диагональные – занимают секущее положение по отношению к сланцеватости вмещающих пород и развиваются на участках флексурных изгибов преимущественно в породах лежащего бока главных продольных зон. Они выполнены карбонатно-сульфидными жилами и не вмещают урановых руд, однако почти на всех участках сопряжения с продольными нарушениями контролируют положение благоприятных для концентрации оруденения участков морфологического осложнения продольных нарушений.

Минеральный состав руд характеризуется разнообразием разновозрастных минеральных комплексов и текстурных типов. Наблюдаются случаи, когда разновозрастные минеральные ассоциации слагают различные текстурные типы руд, а разновозрастные близки по текстурным особенностям.

Урановое оруденение оказалось "наложенным" на древние зоны с графитом и пиритом, в них не было трещинных полостей, поэтому руды формировались при широком развитии процессов метасоматоза, что выразилось в преобладании рассеянных руд вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа. Развитие процессов метасоматоза

проявилось и в особенностях минерального состава, который часто зависит и от состава вмещающих пород. Эту специфическую особенность месторождений данного типа отмечал еще А.Г. Бетехтин, выделив их в своей генетической классификации как "зоны смятия и дробления с распыленными в них тонкодисперсными окислами урана".

По минеральному составу различается несколько разновозрастных минеральных комплексов, представляющих метасоматические образования в зонах и вмещающих породах, жилы и прожилки или отдельные оторочки в крустификационных жилах.

От ранних к поздним выделяются следующие минеральные комплексы: графит-пиритовый; кварц-колчеданный; сидерит-анкеритовый; кальцит-хлорит-настурановый; кальцит-пиритовый, кварц-сульфидный (с коффинитом); пирит-цеолитовый.

Возрастные взаимоотношения между отдельными минеральными комплексами и минералами обычно устанавливаются по их пересечениям, структурам замещения, по последовательности отложения карбонатов и других жильных минералов в полосчатых жилах. Но довольно часто все названные разновозрастные минеральные комплексы выполняют единую тектоническую зону или жилу и пространственно совмещены. Разделить их в этом случае только по минеральному составу бывает трудно, а иногда и вообще невозможно. В качестве дополнительного критерия используются результаты изотопных анализов урановых минералов и галенитов.

Графит-пиритовый минеральный комплекс проявлен наиболее широко практически во всех крупных продольных нарушениях. Графит, пирит и кварц развиваются метасоматически в пределах тектонических зон и главным образом вдоль отдельных нарушений. Начало этого процесса, вероятно, связано с региональным метаморфизмом. Однако выделение графита и битумов различного состава продолжалось и в последующие эпохи складкообразования и метаморфизма. Так, в поздних кальцитовых жилах с пиритом отмечаются каплевидные обособления твердых битумов типа антраксолита, а в тектонических зонах установлены жидкие углеводороды.

Формирование графит-пиритовых зон сопровождалось графитизацией, пиритизацией и окварцеванием боковых пород. ореол измененных пород прослеживается иногда на десятки метров от зон как в сторону висячего, так и лежащего бока. Интенсивность графитизации вмещающих пород довольно быстро убывает по мере удаления от зоны.

Кварц-колчеданный минеральный комплекс пользуется сравнительно ограниченным распространением. Небольшие линзы пирротина и арсенопирита метасоматически развиваются согласно со сланцева-

тостью. Кроме этих минералов в меньших количествах присутствуют кварц, сфалерит и пирит. Колчеданные минеральные комплексы выявлены преимущественно на глубоких горизонтах месторождений.

Минералы *сидерит-анкеритового комплекса* слагают жилы мощностью от нескольких сантиметров до 60–80 см, выполняющие главным образом диагональные нарушения. Карбонаты имеют переменный состав: наиболее ранним является сидерит, более поздними – доломит, анкерит и кальцит. На отдельных участках наблюдаются внутри-жилые подвижки, дробление жильных минералов и наложение минералов более позднего кварц-сульфидного комплекса. И тогда в составе карбонатных жил появляются кварц, галенит, сфалерит и реже халькопирит, пирит, арсенопирит, тетраэдрит, буланжерит. Такие жилы выделяются как карбонат-сульфидные.

Образование минералов сидерит-анкеритового комплекса сопровождалось формированием ореолов серицит-анкеритовых метасоматитов. В ореоле гидротермально измененных пород различают две зоны – внешнюю и внутреннюю. Во внешней зоне вмещающие породы сохраняют первичную полосчатую текстуру исходных плагииогнейсов и слабо осветлены; здесь наблюдаются прожилковидные агрегаты мелкозернистого пирита. Во внутренней зоне породы приобретают массивную текстуру, окраска их становится светло-серой. По мере приближения к трещине происходит замещение роговой обманки хлоритом с зернами анатаза, анкерита и лейкоксена, биотита – мусковитом, усиливается серицитизация плагиоклаза. Минеральный парагенезис этой зоны следующий: кварц – серицит – мусковит – анкерит – лейкоксен.

Химизм данного метасоматического процесса заключается в практически полном выносе натрия и магния и привносе углекислоты. Железо, кальций, кремнезем и алюминий перераспределяются в пределах метасоматической колонки: Fe^{2+} выносятся из центральной части зоны и накапливается во внешних зонах, кремний, калий и частично алюминий перемещаются из внешних зон колонки во внутреннюю.

Развитие калиевых слюдистых минералов по полевым шпатам и биотиту характерно для процессов кислотного выщелачивания. Строение метасоматических колонок близко к таковому формации метасоматитов, выделенных как березиты.

Кальцит-хлорит-настурановый минеральный комплекс объединяет основные запасы урановых руд. Их формирование сопровождалось возникновением околожильных натриевых метасоматитов, отнесенных к формации эйситов. Процесс изменения проявляется в альбитизации плагиоклаза, замещении кварца альбитом, биотита и гидробиотита зеленым хлоритом с зернами анатаза. Альбитизированные

плагиоклазы насыщены тонкой вкрапленностью гематита, что придает породе красноватый оттенок.

В измененных породах увеличивается эффективная пористость. Процесс альбитизации происходит при существенном привносе углекислоты, кальция и натрия. Из пород выносятся магний, двухвалентное железо, кремний, частично титан, фосфор и калий. Ореолы натриевых метасоматитов развиваются как около ураноносных жил, так и на отдельных участках повышенной трещиноватости вмещающих пород и сопровождаются образованием вкрапленных урановых руд. Высокая активность натрия, выщелачивание кварца и гематитизация полевых шпатов свидетельствуют о щелочном характере метасоматического процесса. Урановые минералы отлагаются на конечной стадии щелочного гидротермального процесса в близонейтральной обстановке. Основными урановыми минералами являются настуран и коффинит, реже встречается браннерит. Наиболее типичная парагенетическая ассоциация – кальцит – хлорит – настуран.

В зависимости от строения рудовмещающего нарушения урановые минералы слагают руды прожилково-вкрапленного или жильного типа.

В крупных тектонических зонах преобладают прожилково-вкрапленные руды. Они образуют крупные линзовидные тела в самих зонах или небольшие скопления в опоясывающих трещинах, ориентированные согласно с простираем вмещающих пород – по отдельным нарушениям и вдоль сланцеватости. Настурановые руды встречаются в виде плотных масс, цементирующих мелкие обломки измененных гнейсов. Сплошные руды часто переходят в тонкопрожилковые, представленные системой тончайших ветвящихся прожилков почти чистого настурана. На отдельных участках среди тонкопрожилковых руд выделяются гнезда почковидного настурана, приуроченные к скаленоэдрическому кальциту. Почковидные сферолитовые корки настурана нарастают на обломки измененных гнейсов, кристаллы кальцита, адуляра, кварца и флюорита.

В метасоматических рудах урановые минералы ассоциируют с монтрозеитом, который наблюдается в виде характерных игольчатых кристаллов и радиально-лучистых агрегатов, окружающих выделения настурана. По радиально-лучистым выделениям монтрозеита образуются псевдоморфозы урановых минералов. В результате бывшие кристаллы монтрозеита приобретают зональное строение: внутренняя часть их сложена реликтовым монтрозеитом, а внешняя коффинитом. По-видимому, источником ванадия служили вмещающие породы, в которых по результатам химических анализов отмечено его повышенное содержание. При наложении уранового оруденения на ванадие-

вые минералы возникает настуран-коффинит-монтрозеитовая ассоциация.

Выделения коффинита постоянно сопровождаются тонкорассеянной вкрапленностью галенита. Коффинит встречается в виде отдельных зерен в кальците, замещает по периферии обособления настурана или пересекает их в виде тонких прожилков, т.е. является более поздними по отношению к настурану. На отдельных участках для метасоматических вкрапленных руд характерно обилие апатита, тесно пространственно ассоциирующего с коффинитом и браннеритом.

Таким образом, в зависимости от структурных условий и состава вмещающих пород среди руд прожилково-вкрапленного типа выделяются следующие минеральные ассоциации:

- кальцит-хлорит-настурановая с коффинитом;
- хлорит-коффинитовая с браннеритом и апатитом;
- настуран-коффинит-монтрозеитовая.

Руды жильного типа приурочены в основном к трещинам оперения, сопряженным с главными продольными тектоническими зонами или создающим систему сближенных субпараллельных ветвящихся трещин. Они представлены кальцит-настурановыми жилами, имеющими четкие контакты с вмещающими породами. Часто жилы обладают симметрично-полосчатым строением, что свидетельствует о их формировании путем выполнения приоткрытых полостей трещин. Жилы и прожилки сложены преимущественно кальцитом нескольких генераций с линзо- и прожилковидными выделениями настурана.

Настуран в кальцитовых жилах часто ассоциирует с хлоритом, отлагающимся в виде оторочек между настураном и более ранним кальцитом, проникая в него и замещая по границам отдельных зерен.

Наблюдаются признаки одновременного роста сферолитов настурана и кристаллов кальцита. Сферолиты настурана образуют массивные и прожилковые выделения различных размеров – от крупных прожилков мощностью в несколько сантиметров до скоплений мельчайших шариков в интерстициях и вдоль границ зерен в мелкозернистых агрегатах кальцита.

На отдельных участках с настураном ассоциируют селениды, развивающиеся в карбонатных жилах в виде гнезд размером до нескольких десятков сантиметров. Среди селенидов резко преобладают берцелианит и умангит, кроме них выявлены эскеборнит, клокманит, клаусталит, эвкайрит, ферроселит, круксит, буковит. Селениды близки по времени формирования к настурану, но чаще они являются более поздними и корродируют настуран.

Следовательно, для жильных руд кальцит-хлорит-настуранового

минерального комплекса характерны две минеральные ассоциации:
кальцит-хлорит-настурановая;
кальцит-настуран-селенидная.

Образования *кальцит-пиритового минерального комплекса* приурочены к тем же продольным нарушениям, что и жилы рудной стадии. Они развиты в виде жил белого и розового крупнозернистого кальцита, иногда пересекающих карбонат-настурановые жилы. Минеральный состав их прост: резко преобладает крупнозернистый кальцит, на отдельных участках появляются барит и флюорит. Выделяется несколько генераций послерудных кальцитов. Ранний кальцит отличается среднезернистым сложением, серым цветом и наличием тонкорассеянного пирита. В нем отмечены редкие обособления антраксолита. Поздние кальциты представлены характерными красивыми друзами с выделениями пирита, сфалерита и галенита.

Минералы *кварц-сульфидного комплекса* относятся к одной из наиболее поздних ассоциаций. Их появление сопровождается интенсивными процессами внутрирудного метасоматоза: оксиды урана замещаются коффином, карбонаты сидерит-анкеритового комплекса корродируются. Самостоятельные кварц-сульфидные прожилки имеют отчетливо зональное строение: в их зальбандах образуется оторочка гребенчатого кварца, а центральная часть выполнена белым кальцитом с включениями пластинчатого пирротина. На гребенчатом кварце часто наблюдаются выделения галенита, сфалерита, арсенопирита, пирита. При наложении минералов этого комплекса на урановые руды настуран замещается колломорфным прозрачным коффином с отчетливой дифракционной картиной кристаллической решетки.

Наиболее поздними по времени формирования являются минералы *пирит-цеолитового минерального комплекса*. Пирит-цеолитовые прожилки пересекают выделения настурана и цементируют агрегаты сульфидов с поздним колломорфным коффином. Цеолит представлен гармотомом. Его агрегаты содержат густую вкрапленность пирита, зерна которого размещаются по определенным кристаллографическим направлениям, подчеркивая тончайшую блоковую структуру и двойниковое строение цеолита.

Гармотом на рудных участках сильно радиоактивен, что обусловлено главным образом изоморфным замещением бария радием, содержание которого составляет $1,4 \cdot 10^{-4}\%$. В безрудных жилах гармотом не радиоактивен.

Таким образом, процесс минералообразования характеризуется сравнительно длительным, многостадийным развитием. Изменения вмещающих пород тоже проявлялись неоднократно. Наиболее ранние изменения, выраженные в графитизации, связаны, по-видимому, с ранним региональным метаморфизмом протерозойских пород склад-

чатого основания. В результате этого процесса в толще гнейсов возникли зоны и пропластки пород, обогащенные графитом и пиритом. Формирование графитовых зон и минералов кварц-колчеданного комплекса относят к доварисскому этапу развития месторождений.

Наиболее интенсивные процессы уранового рудообразования характерны для поздневарисского гидротермального этапа. Наблюдается определенная эволюция в режиме кислотности – щелочности рудоносных растворов. В начале этапа на вмещающие породы воздействовали растворы с отчетливо выраженными кислотными свойствами и повышенной химической активностью калия, что проявилось в формировании ореолов осветленных пород (березитов) и минералов серицит-сидерит-анкеритового комплекса.

В процессе дальнейшего развития происходит инверсия химического состава растворов: возрастает их щелочность, повышается химическая активность натрия. В результате воздействия этих растворов на вмещающие породы возникают ореолы альбитизированных пород (эйситов). Возможным источником натрия могли быть березиты. В конце щелочного метасоматического процесса среда гидротермальных растворов меняется на близонейтральную и отлагаются урановые минералы.

Эволюция химического состава гидротермальных рудоносных растворов отражена в вертикальной минеральной зональности ореолов эйситов. Нижняя часть ореола, вскрытая на глубоких горизонтах месторождений, образуется при воздействии на породы растворов с отчетливыми щелочными свойствами. В составе метасоматитов преобладает альбит; биотит, амфибол и пироксен обычно замещены кальцитом; псевдоморфозы хлорита по цветным минералам нехарактерны. В измененных породах отсутствуют агрегаты переотложенных кварца и хлорита. Подобная обстановка неблагоприятна для выделения урановых минералов, продуктивность рудоносных зон на таких участках резко падает.

Гипсометрически выше в ореоле эйситов появляются прожилковидные обособления и гнезда мелкозернистого переотложенного хлорита в ассоциации с настураном. Урановые минералы осаждаются на корродированных зернах альбитизированных полевых шпатов. На верхних горизонтах альбитизация развита очень слабо. Здесь главную роль играет интенсивная хлоритизация цветных минералов, образуются микропрожилки и гнезда мелкозернистого переотложенного хлорита, а в хлоритизированных породах – тонкие прожилки урановых минералов.

Вертикальная метасоматическая зональность эйситов указывает на уменьшение щелочности рудообразующих растворов по мере их продвижения вверх по рудоносным зонам в результате взаимодей-

ствия с вмещающими породами. В вертикальном разрезе можно выделить три метасоматические зоны ореола эйситов. Верхняя зона – *хлоритовая* с глубиной сменяется *хлорит-альбитовой* и еще ниже – *альбитовой*. Продуктивными на уран являются две верхние зоны, в которых широко распространены минералы кальцит-хлорит-настуранового комплекса. Модельный возраст неизмененных настуранов, рассчитанный по изотопам свинца и урана, составляет 270–260 млн. лет.

К мезозойскому гидротермальному этапу минералообразования по результатам определения изотопного состава свинца в галенитах и наблюдаемым возрастным взаимоотношениям с прожилками настурана относят кварц-сульфидный и пирит-цеолитовый минеральные комплексы. В кварц-сульфидных прожилках отмечен характерный колломорфный коффинит, не претерпевший метамиктного распада. Кварц-сульфидный минеральный комплекс ураноносен только в случаях наложения его на ранее сформированные урановые руды. Эта закономерность присуща и минералам пирит-цеолитового комплекса. Гармотом становится радиоактивным только среди агрегатов урановых минералов. Образование пирит-цеолитового минерального комплекса происходило на завершающей стадии мезозойской активизации срединных массивов.

Следовательно, первичное накопление урановых минералов в рудах связано с кальцит-хлорит-настурановым минеральным комплексом поздневарисского гидротермального этапа минералообразования.

В процессе мезозойской активизации гидротермальными растворами лишь переотлагались ранее выделенные урановые минералы.

Морфология рудных тел во многом определяется строением рудовмещающих нарушений. Их пространственное положение обусловлено совокупностью благоприятных структурных, литологических, геохимических и других факторов.

Размеры рудных тел изменяются в широком диапазоне – от первых десятков до сотен тысяч квадратных метров. Несмотря на резкое преобладание рудных тел небольших размеров, основные запасы сосредоточены в крупных рудных телах.

На месторождениях выделяются три типа рудных тел, отличающихся по морфологии, содержанию металла, контрастности руд, форме, размерам и запасам. Это рудные тела в минерализованных зонах, жильного типа и сложной формы в измененных гнейсах.

Рудные тела в минерализованных зонах приурочены к основным тектоническим нарушениям, создающим структурный каркас месторождений. Они имеют большие размеры и кулисообразное строение (рис. 34). Оруденение концентрируется в гидротермально измененных

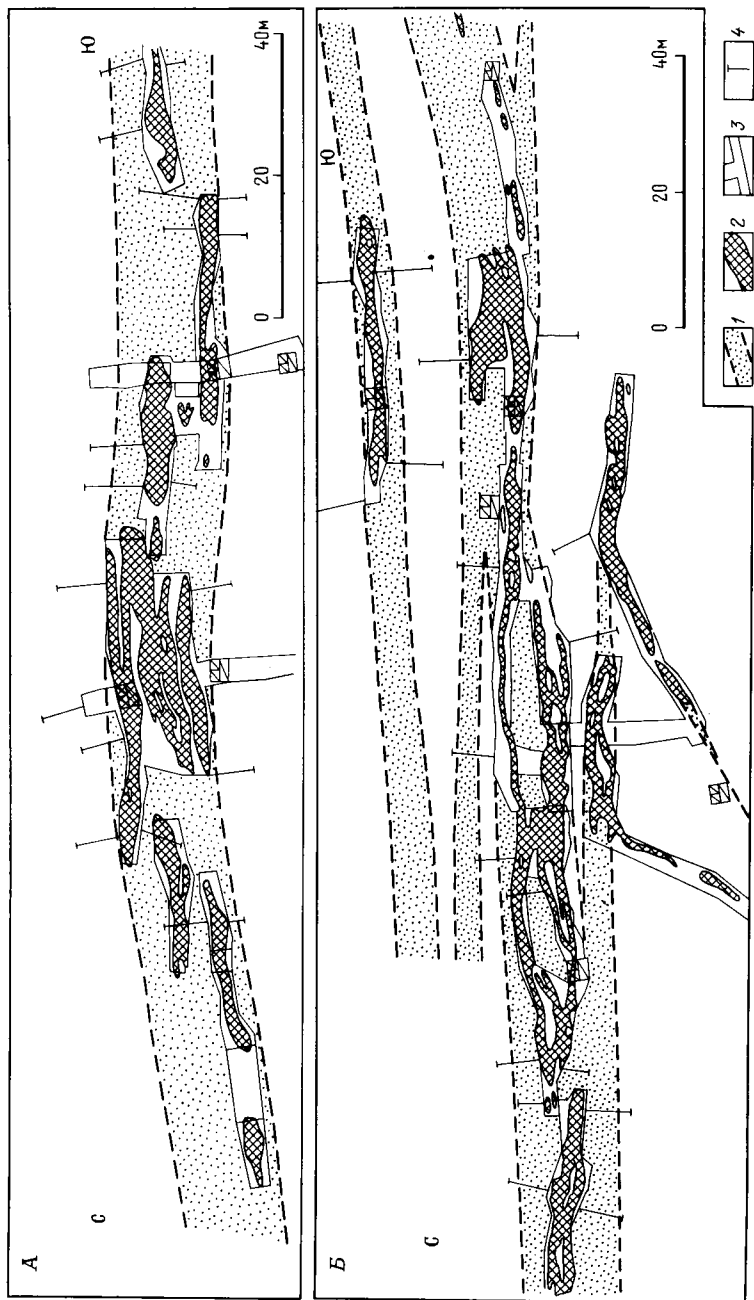


Рис. 34 Морфология рудных тел в различных (А, Б) рудоносных зонах месторождения:
1 — тектоническая зона; 2 — рудные тела; 3 — горные выработки; 4 — разведочные скважины

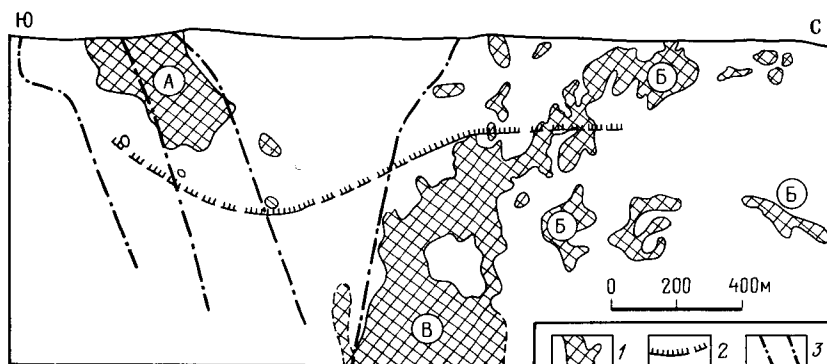


Рис. 35. Проекция рудных тел на вертикальную плоскость:

1 – тела вкрапленных руд (А, Б, В – рудные столбы); 2 – нижняя граница развития настурана; 3 – разрывные нарушения

породах, местах раздувов зон, ветвления, сопряжения и сближения отдельных жил и прожилков, изгибов зон по простиранию и падению.

В проекции на вертикальную плоскость такие рудные тела формируют крупные рудные столбы (рис. 35), пространственное положение которых определяется благоприятным сочетанием различных геологических факторов, преимущественно структурных. Рудные столбы прослеживаются по падению на глубину более 1000 м.

Контуры рудных тел нечеткие и устанавливаются только по данным опробования. По содержанию руды относятся к классу рядовых и бедных, по радиометрической контрастности – к группе неконтрастных. Они залегают в хлорит-альбитовых метасоматитах и представлены вкрапленными и прожилково-вкрапленными выделениями настурана, коффинита и браннерита. В рудных телах этого типа сконцентрированы основные запасы урана (более 80 %).

Рудные тела жильного типа локализуются в трещинах оперения основных тектонических зон. Они отличаются меньшими размерами по простиранию и падению (до сотни метров); мощность их обычно не превышает 2 м. Рудовмещающие нарушения выполнены карбонатными жилами с настураном (рис. 36). Оруденение не выходит за контуры карбонатных жил, рудные тела имеют четкие контакты с вмещающими породами. Руды принадлежат к классу рядовых и богатых, радиометрически контрастны. Распределение рудных скоплений в плоскости жилы неравномерное: участки богатых руд чередуются с бедными, некондиционными и безрудными.

Рудные тела сложной формы развиты на глубоких горизонтах месторождений в виде систем рудных гнезд, линз и мелких прожил-

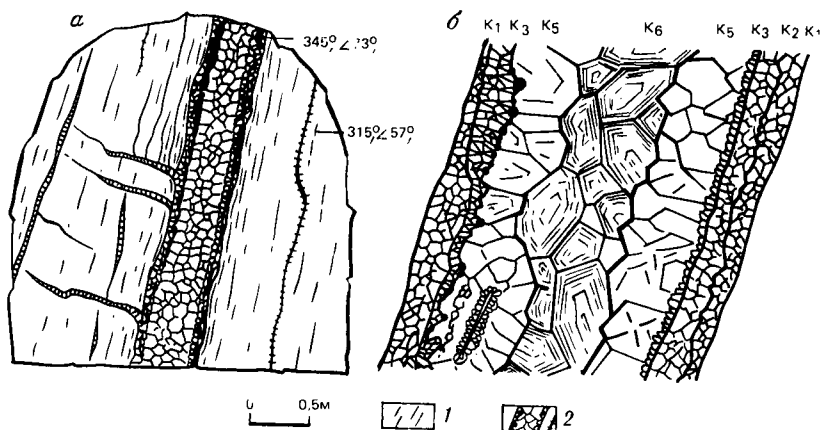


Рис. 36. Зарисовка забоя штрека (а) и деталь строения рудной жилы (б):
1 — мелкозернистые биотитовые парагнейсы; 2 — карбонат-настурановая жила (K_1-K_6 — карбонаты разных генераций; настуран — черное)

ков, образующих блоки рудоносных пород на участках сближения субпараллельных тектонических зон. Урановое оруденение представлено тонкорассеянной вкрапленностью коффинита, мелкими кварцевыми прожилками с коффинитом в измененных альбитизированных, окварцованных гнейсах с четко выраженной гематитизацией. Это очень сложные по внутреннему строению рудные тела, неудобные для отработки.

Закономерности, определяющие положение рудных тел. Каждая рудоносная зона включает обычно несколько рудных тел, разделенных безрудными или слабоминерализованными участками. Размеры рудных тел изменяются в широком диапазоне, но в общем устанавливается прямая зависимость их от структурного порядка и масштаба рудовмещающих нарушений. Пространственное положение залежей определяется совокупностью различных геологических факторов, создающих на некоторых участках рудоносных зон и нарушений условия, благоприятные для локализации оруденения.

Поскольку рудоносные зоны и нарушения залегают в целом согласно с простираем вмещающих пород, влияние литологического рудоконтроля проявляется здесь слабо. Пространственное положение рудных тел обусловлено главным образом благоприятным сочетанием структурных факторов. К ним относятся изгибы по простираению и падению тектонических зон, испытавших приоткрытие в предрудный период; морфологическое усложнение зон при пересечении ими мелкой складчатости вмещающих пород; сопряжение и пересечение зон разных направлений.

Рудные тела, приуроченные к полостям приоткрывания, имеют вид вытянутых линзообразных тел, направление и угол склонения которых определяется элементами залегания участков изгибов рудоносных зон и ориентировкой складчатости вмещающих пород. Эти направления в плоскости зоны трассируются линиями сопряжения с опережающими продольными нарушениями более высоких порядков.

Диагональные нарушения, развитые в лежащем боку зон, также влияют на положение рудных тел и их морфологию. Линии сопряжения продольных зон с диагональными нарушениями играли роль своеобразных экранов: около них наблюдается либо выклинивание, либо резкое уменьшение мощностей рудных тел.

Кроме структурных факторов рудоконтроля на положение рудных тел оказывают существенное воздействие и минералого-геохимические условия среды. Широкое развитие пирита в графитизированных зонах и выделение хлорита в процессе предрудного гидротермального метаморфизма создали среду, благоприятную для отложения из растворов урановых минералов. Рудные тела всегда пространственно тяготеют к участкам тектонических зон, обогащенных пиритом и хлоритом.

Таким образом, закономерности пространственного положения рудных тел и рудоносных зон определяются благоприятным сочетанием структурных и минералогических условий. К ним относятся участки:

- а) флексурных изгибов послонных тектонических зон в крыльях антиклинальных складок;
- б) сопряжения продольных тектонических зон различных структурных порядков;
- в) сопряжения продольных тектонических нарушений с диагональными;
- г) морфологических усложнений продольных рудоносных зон в местах пересечения изгибов складчатости вмещающих пород, что проявляется в увеличении количества отдельных тектонических нарушений, составляющих зону, их ветвлении, повышении интенсивности дробления пород в контурах зоны;
- д) пиритизированных и хлоритизированных пород в пределах рудоносных зон.

5.5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПИРИТИЗИРОВАННЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ, АЛЕВРОЛИТАХ И ПЕСЧАНИКАХ

Месторождения представлены жилами или системами сближенных жил в образованиях нижних структурных ярусов геосинклинального структурного этажа. Пространственное положение основных урано-

ворудных полей определяется местами пересечений зон разноориентированных глубинных разломов. Важная роль в размещении месторождений принадлежит крупным поздневарисским интрузивам гранитоидов. В пределах Чешского массива основные месторождения четко приурочены к зонам экзоконтактов гранитных интрузивов (рис. 37; см. рис. 31). Во Французском массиве урановые месторождения залегают в центральных частях гранитных интрузий и выделяются в самостоятельную формационную группу.

Вмещающими породами жильных месторождений центрального ядра Чешского массива являются верхнепротерозойские аргиллиты, алевролиты, конгломераты и песчаники, объединенные в единую постспилитовую серию общей мощностью 1700–2000 м. По литологическому составу они сгруппированы в пять толщ (снизу вверх по разрезу): алевролит-аргиллитовую, конгломерат-песчаниковую, алевролит-песчаниковую, аргиллит-алевролитовую и песчаниковую (см. рис. 37).

Большинство рудных жил (84 % общего количества) залегают в конгломерат-песчаниковой и алевролит-песчаниковой толщах, сложенных чередующимися прослоями песчаников и алевролитов. Нарушения, вмещающие рудные жилы, при переходе в гранитоиды или перекрывающие кембрийские песчаники и конгломераты начинают ветвиться и выклиниваются.

В пределах складчатого обрамления рудовмещающие породы представлены ордовик-кембрийскими сланцами переменного состава: гранат-мусковитовыми, пиритизированными углеродисто-биотитовыми с пропластками метаморфизованных карбонатсодержащих пород, двуслюдяными, гранат-мусковитовыми с пропластками амфиболитов и скарнов. Все продуктивные породы сланцевого комплекса относятся к Яхимовской свите.

Для месторождений центрального ядра и складчатого обрамления устанавливаются некоторые общие закономерности локализации оруденения, присущие месторождениям жильного типа.

Благодаря разнообразию состава вмещающих пород и секущему положению жил по отношению к сланцеватости литологический контроль оруденения на рассматриваемых жильных месторождениях выражен достаточно отчетливо. Благоприятны для локализации уранового оруденения кварц-биотитовые сланцы, обогащенные пиритом и графитом, амфиболиты, дайки лампрофиров, порфиров, гранит-порфиров, скарны и графитизированные сланцы, т.е. породы с повышенным содержанием богатых железом минералов, таких, как биотит, амфибол, пирит, магнетит. Восстановительные свойства вмещающей среды особенно четко проявляются в случае чередования железистых пород с породами резко отличного химического состава (рис. 38).

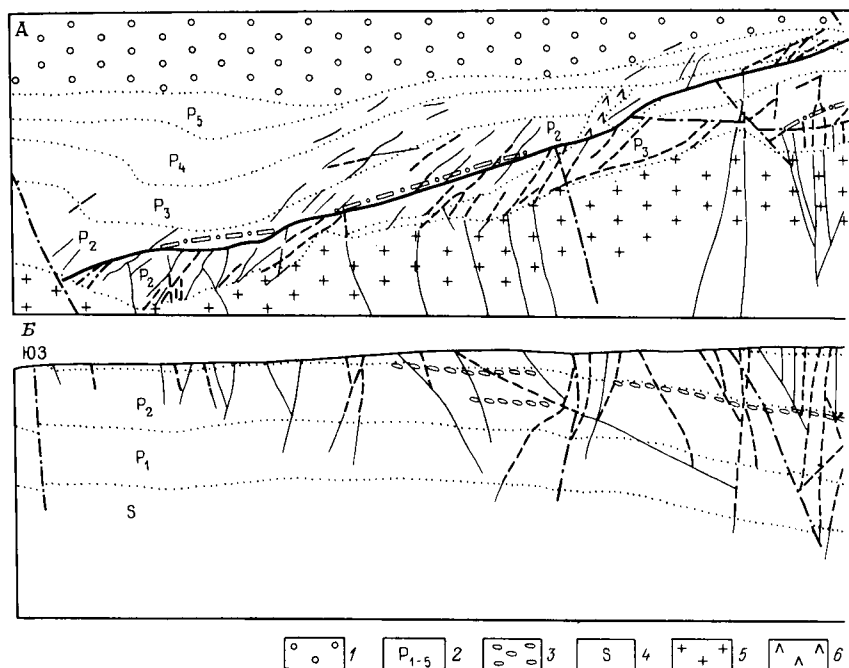
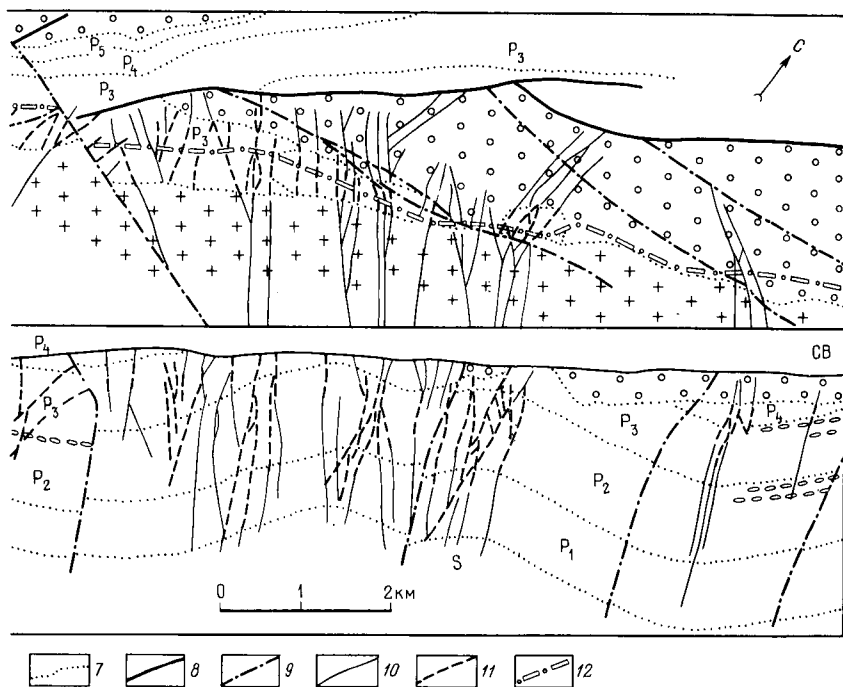


Рис. 37. Структурно-геологический план (А) и продольный разрез (Б) месторожде-
 1 — кембрийские отложения; 2 — постспилитовая серия верхнего протерозоя (P₅—P₁ —
 конгломерат-песчаниковая, P₁ — алевролит-аргиллитовая); 3 — внутриформационные
 8 — разломы I порядка; 9 — неминерализованные нарушения; 10—11 — жилы: 10 — безруд-

Наряду с этим выделяются литологические разности, неблагоприятные для рудоотложения. К ним относятся кварциты, кварц-мусковитовые и кварцитовые сланцы, мигматизированные гнейсы, мигматиты и гранулиты. Эти породы характеризуются преимущественно кварцевым составом и небольшим количеством железосодержащих минералов, в основном гранатов.

Большинство месторождений располагается в зоне контактово-метаморфизованных пород. Песчаники, алевролиты и филлиты в результате контактового метаморфизма были преобразованы в пятнистые и узловатые породы с флогопитом, серицитом, кордиеритом, андалузитом, графитом, альбитом, а в зоне ближайшего экзоконтакта — в биотитовые и андалузитовые рогики. Общая мощность ореола контактового метаморфизма достигает 1000 м.

Положением кровли гранитных массивов под рудовмещающей толщей метаморфических пород ограничиваются перспективы разви-



ния жильного типа:

толщи: P₅ — песчаников, P₄ — аргиллит-алевролитовая, P₃ — алевролит-песчаниковая, P₂ — конгломераты; 4 — спилитовая серия; 5 — гранитоиды; 6 — габброиды; 7 — контакты пород; ные, 11 — ураноносные; 12 — ось антиклинали

тия уранового оруденения на глубину. В пределах гранитных массивов известны лишь небольшие рудопроявления урана.

Пликативные структуры в виде крупных антиклинальных складок во многом определяют пространственное положение отдельных месторождений. Благоприятными для образования трещин отрыва и скола являются замковые части и крылья антиклиналей. В породах замковой части антиклинали развиты поперечные нарушения, которые часто выполнены гидротермальными жилами с урановым оруденением. В крыльях антиклиналей преобладают жилы диагональные и послойные. В отличие от структурной позиции рудоносных зон на месторождениях в породах фундамента, здесь большая часть рудных жил ориентирована под различными углами к простиранию пород и лишь отдельные являются послойными.

По отношению к элементам складчатых сооружений — оси антиклинали — и направлению слоистости вмещающих пород выделяются

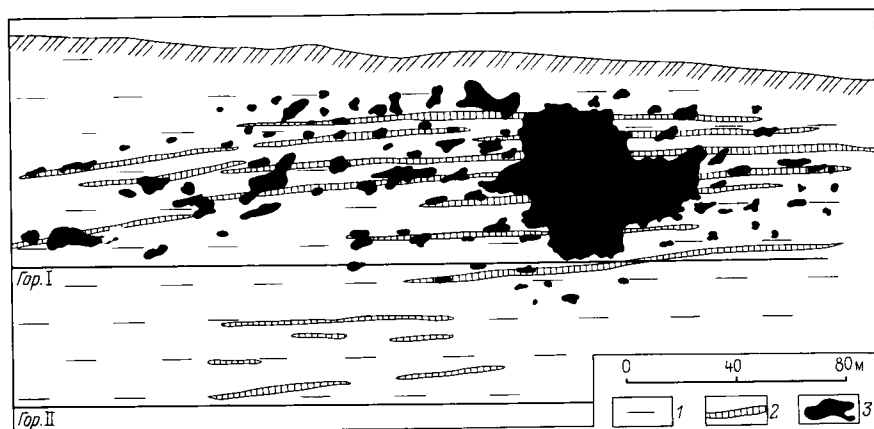


Рис. 38. Продольный разрез ураноносной жилы;

1 — хлорит-серицитовые и серицит-биотитовые филлиты; 2 — амфиболиты; 3 — рудные линзы

две основные системы разновозрастных разрывных нарушений:

1) крупные продольные рудоконтролирующие; 2) более мелкие рудовмещающие — поперечные, диагональные и послойные.

Крупные рудоконтролирующие продольные разломы ориентированы согласно с простиранием основных антиклинальных складок, но падают более круто и пересекают сланцеватость вмещающих пород — это структуры I порядка, прослеживающиеся на десятки километров и представленные мощными тектоническими зонами, которые выполнены раздробленным тектоно-кластическим материалом с глиной трения, иногда с прожилками карбонатов и кварца.

С продольными разломами связана система крупных рудоконтролирующих разломов II порядка. По морфологии и характеру выполнения они очень схожи со структурами I порядка и отличаются только элементами залегания.

Обе системы крупных разломов обычно не несут уранового оруденения, но контролируют положение рудоносных оперяющих трещин более высоких порядков. Относительно небольшие поперечные, диагональные и послойные нарушения объединяют систему многочисленных трещин скола и отрыва III–V и более высоких порядков, пространственно сопряженных с крупными рудоконтролирующими разломами. Часто они выполнены карбонат-настурановыми жилами, в которых сконцентрированы основные запасы урановых руд.

Ураноносные трещины образуют сближенные ветвящиеся системы, которые выделяются как жилные узлы месторождения. Наиболее интенсивное ветвление трещин и их наибольшая плотность на единицу

Рис. 39. Структурный план сближенных рудных жил различных порядков:

1 — ураноносные жилы; 2 — мелкие нарушения; 3 — разломы; 4 — ось антиклинали. Римскими цифрами обозначен порядок структур

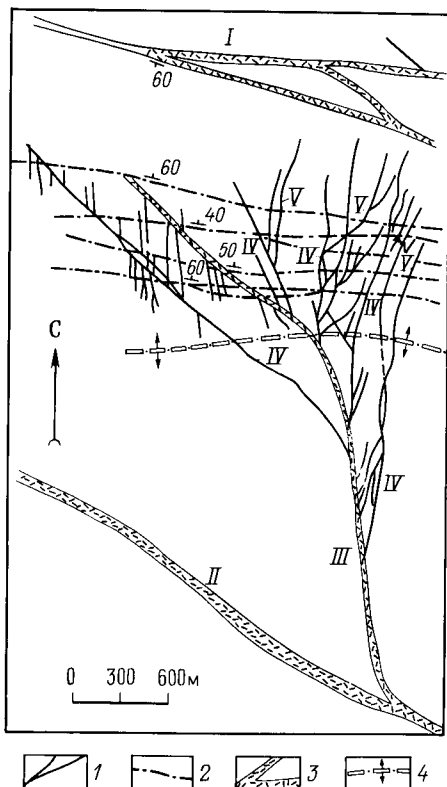
площади наблюдаются на участках пересечения замковых частей антиклинальных складок (рис. 39).

Пространственно диагональные и посплошные трещины тяготеют к местам изгибов крупных продольных разломов и развиты в породах как лежащего, так и висячего бока. Это позволяет считать, что их заложение связано с подвижками по разломам. На отдельных участках нарушения выполнены дайками различного состава: диабазов, кварцевых порфиров, порфиритов, микродиоритов, гранодиоритовых порфиров, лампрофиров, аплитов и пегматитов.

Трещины отрыва или скола, вмещающие продукты гидротермальной деятельности, среди которых преобладают карбонаты, кварц и настуран, рассматривают как рудные жилы. Минерализованные участки, или собственно жилы, отмечаются преимущественно в центральных частях нарушений, а их фланговые участки обычно слабо минерализованы. В крупных нарушениях неминерализованные "окна" выделяются и в центральных частях жил. Благоприятные для локализации оруденения условия создаются в тех участках, где жилы испытывали приоткрывание, в местах сочленения апофиз с основными жилами, при пересечении жилами даек изверженных пород, в участках чередования раздувов и пережимов.

Часто рудные жилы состоят из нескольких субпараллельных или ветвящихся и пересекающихся прожилков. Общая мощность таких участков жил сложного строения может увеличиться до 10 м.

Размеры рудных жил изменяются в широком диапазоне — от первых десятков метров до 2000 м. Наиболее распространенными являются



ся небольшие жилы протяженностью до 100 м, но основные запасы сконцентрированы в крупных.

Морфология жил определяется строением рудовмещающих тектонических нарушений. Контакты их с вмещающими породами четкие, околожильные изменения проявлены слабо и урановое оруденение не распространяется за контуры жил. Изменение морфологии жил часто обусловлено изменением состава вмещающих пород и зависит от ориентировки жил по отношению к сланцеватости, оси антиклинали и крупным рудоконтролирующим разломам. Жилы при пересечении ими пород, отличающихся по физико-механическим свойствам от рудовмещающей среды, ветвятся, при этом мощность отдельных прожилков уменьшается, а общая мощность всей системы сближенных прожилков увеличивается.

Мощность жил увеличивается на участках пересечения осевой плоскости антиклинали. В местах перегибов жил по простиранию и падению их морфология усложняется за счет ветвления и образования целой серии мелких апофиз. Наиболее сложную форму приобретают тектонические нарушения и выполняющие их жилы в узлах сближения и пересечения с продольными нарушениями: здесь отмечается их ветвление, возникают штокверкоподобные зоны.

Минеральный состав рудных жил характеризуется резким преобладанием карбонатов, формировавшихся многостадийно. Главным промышленным урановым минералом является настуран, известны коффинит, уранинит, урансодержащий антраксолит, а в зоне окисления – вторичные минералы урана. Для руд типична постоянная ассоциация урановых минералов с карбонатами, что позволяет выделить их как месторождения кварц-карбонат-настурановой формации. Для месторождений в пределах центрального ядра выделяются четыре минеральных комплекса, образовавшихся в четыре стадии: сидерит-сульфидную; кальцитовую; кальцит-настурановую; кальцит-сульфидную (рис. 40).

Минералы сидерит-сульфидного комплекса представлены сидеритом и анкеритом с небольшим количеством кварца и барита. Среди сульфидов выявлены галенит и сфалерит, встречаются отдельные выделения арсенопирита и халькопирита. В кальцитовую стадию отлагались марганцовистые кальциты двух генераций, содержащие редкую вкрапленность галенита, сфалерита, гётита и гематита. Минералы кальцит-настурановой стадии объединяют несколько генераций кальцита и настуран с тонкой вкрапленностью галенита и халькопирита.

Заключительная кальцит-сульфидная стадия характеризуется наибольшим разнообразием минералов: резко преобладает кальцит нескольких генераций в ассоциации с галенитом, сфалеритом и халь-

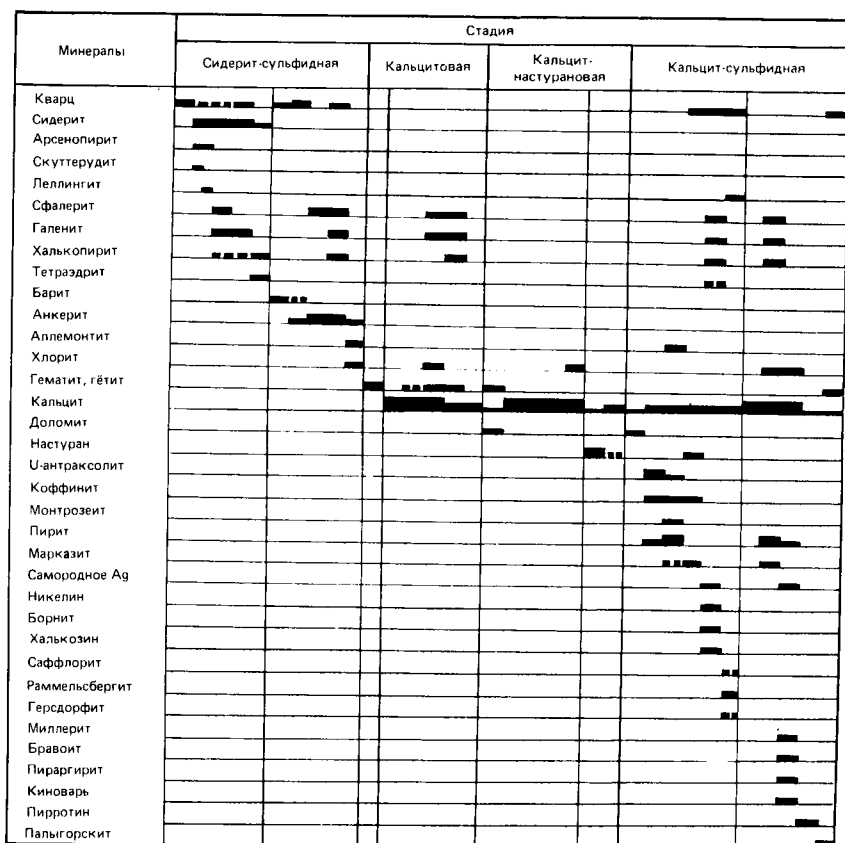


Рис. 40. Схема последовательности минералообразования Пришибрамского месторождения

копиритом; в небольших количествах отмечены арсениды никеля и кобальта, гётит, выделения хлорита и кварца. При наложении минералов заключительной стадии на настурановый комплекс происходит замещение первичных минералов с образованием урансодержащего антраксолита, коффинита и настурана II.

В жилах месторождений обычно пространственно совмещены различные минеральные комплексы, и поэтому в зависимости от количественных соотношений минералов четырех упомянутых стадий выделяются четыре типа жил: сидерит-сульфидный, кальцит-настурановый, сложный и кальцитовый. Сидерит-сульфидные жилы, в которых преобладает первый минеральный комплекс, не несут уранового

оруденения. Жилы кальцит-настуранового типа сложены минералами второго, третьего и четвертого комплексов. В них сосредоточены основные запасы урановых руд. Жилы третьего типа являются переходными от сидерит-сульфидных к кальцит-настурановым; здесь проявлены все минеральные комплексы. Минеральное выполнение жил четвертого типа представлено лишь послерудным кальцитом с пиритом (четвертый минеральный комплекс).

Для рудных жил типичны прожилковые, полосчатые и брекчиевые текстуры, что свидетельствует о их формировании путем выполнения открытых полостей трещин при слабом проявлении процессов внутри-жильного метасоматоза. Изменение состава жильных карбонатов от сидеритов до кальцитов отражает понижение роли железа и марганца и увеличение роли кальция в процессе минералообразования.

На *месторождениях в породах внешнего обрамления* отмечается большее разнообразие минерального выполнения жил. Здесь Ю.М. Дымков выделяет шесть стадий минерализации: силикатно-оксидную, кварц-сульфидную, кварц-карбонат-настурановую, флюорит-баритовую, арсенидную и кварц-гематит-сульфидную.

К силикатно-оксидной стадии относится возникновение оловянных грейзенов и оловянно-вольфрамовых жил.

Минералы кварц-сульфидной стадии – кварц, галенит и сфалерит (полиметаллические жилы), а также хлорит, пирит, пирротин, арсенопирит и халькопирит (колчеданные залежи) – на урановых месторождениях данного типа имеют незначительное распространение и промышленного интереса не представляют.

Минералы кварц-карбонат-настурановой стадии развиты наиболее широко. Они выполняют сопряженные северо-западные трещины IV и V порядков. Часто для жил характерно полосчатое строение: в альбандах наблюдаются оторочки гребчатого кварца, адуляра и флюорита, на которых отлагается настуран; центральная полость заполнена красновато-бурым доломитом. Доломит и гематит входят в парагенетическую ассоциацию с настураном.

Минералы флюорит-баритовой стадии приурочены к протяженным и мощным трещинам IV порядка и встречаются обычно совместно с арсенидами никеля и кобальта. В состав жил входят кварц, доломит, флюорит и барит, а при наложении на карбонат-настурановые комплексы в них появляются регенерированные коффинит и настуран.

Минералы арсенидной стадии отличаются разнообразием состава, при этом многие из них имеют промышленное значение: это самородные серебро и висмут, скуттерудит, раммельсбергит, сафлорит, никелин, селениды. Они слагают самостоятельные арсенидные жилы, секущие карбонат-настурановые, или накладываются на более раннюю

урановую минерализацию и тогда возникают рудные жилы сложного состава.

Среди минералов кварц-гематит-сульфидной стадии минерализации различают две разновозрастные ассоциации: кварц-сульфидную и кварц-гематитовую. К первой ассоциации относятся минералы мышьяка и серебра: самородный мышьяк, прустит, аргентит, реальгар, стефанит. Крупные скопления кварц-гематитовых жил приурочены к северо-западным разломам; кроме кварца и рудных минералов в них присутствуют сидерит, анкерит и манганит.

Околорудные изменения пород на всех месторождениях проявлены сравнительно слабо. Четкие контакты жил с вмещающими породами, оторочки гребенчатого кварца или раннего карбоната по контактам жил свидетельствуют о формировании их путем выполнения приоткрытых полостей трещин. Симметрично-полосчатое и сложное строение многих рудных жил указывает на продолжительность процесса их образования, сопровождавшегося неоднократным приоткрыванием трещин и поступлением новых порций гидротермальных растворов. Это выразилось в широком развитии процессов внутрижильного метасоматоза и обусловило возникновение рудных жил сложного состава, в которых наблюдается пространственное совмещение минералов разновозрастных стадий минерализации. В гидротермально измененных породах около жил сульфидно-сидеритового состава появляются хлорит и серицит, а вблизи кальцит-настурановых жил — оксиды железа (гематит). Около жил сложного состава гематитизация накладывается на зоны хлоритизированных и серицитизированных пород.

Эти изменения практически не сказываются на распределении минеральных комплексов.

Вблизи жил кварц-карбонат-настуранового состава процессы гидротермального метаморфизма также невыразительны. Они проявились в доломитизации кальцита, замещении пирита гематитом, образовании альбита или адуляра преимущественно в висячем боку жил или на оторочках гребенчатого кварца. Мощность зон таких изменений невелика, варьирует от нескольких до десятков сантиметров.

Закономерности пространственного размещения минеральных комплексов определяются особенностями развития процесса минералообразования в конкретной геологической обстановке. На каждом месторождении, отдельной жиле закономерности пространственного распределения минеральных комплексов проявляются по-разному.

На одном из месторождений установлена горизонтальная зональность. В направлении с юго-запада на северо-восток состав жил "омолаживается": относительное количество минералов ранних ассоциа-

ций уменьшается, а поздних – возрастает. С глубиной не происходит существенных изменений минерального состава жил, за исключением распределения антраксолитов, количество которых всегда возрастает с глубиной и по мере удаления от контакта с массивом гранитоидов. Масштабы уранового оруденения и его пространственное положение в жиле часто обусловлены общей мощностью жилы, минералого-геохимическим составом доурановых минеральных комплексов, интенсивностью накопления жильных минералов рудной стадии минерализации. Выявлена корреляция между мощностью жильного выполнения и подуктивностью, между количеством кальцитов рудной стадии минерализации и урана.

На других урановых месторождениях наблюдается зональность размещения минеральных комплексов в зависимости от структурного порядка рудовмещающего нарушения по отношению к крупным продольным разломам. Наиболее удаленные от главных рудоподводящих каналов трещины оперения V порядка выполнены преимущественно минералами кварц-карбонат-настуранового комплекса. Дальнейшее развитие процесса минералогенеза было связано с последовательным приоткрыванием структур все более низкого порядка и отложением в них минералов поздних стадий минерализации. В трещинах IV порядка минеральный состав карбонат-настурановых жил становится более разнообразным за счет наложения барит-флюоритовых и арсенидных минеральных комплексов.

● В сравнительно крупных и долгоживущих трещинах III порядка минеральный состав еще больше усложняется в процессе взаимодействия с поздними рудоносными растворами. Здесь первичные урановые руды сильно разубоживаются в результате регенерации и выноса урана. Наиболее крупные разломы II порядка выполнены самыми поздними кварц-манганит-гематитовыми минеральными комплексами.

Таким образом, различные месторождения в отложениях геосинклинального этажа, отдельные жильные узлы и жилы этих месторождений имеют определенные, присущие только им особенности пространственного размещения минеральных комплексов.

Рудные тела на месторождениях описываемого типа состоят из рудных линз и разделяющих их безрудных или слабоминерализованных пород. Контуры их проводятся по внешним границам рудных линз (рис. 41). При этом содержание урана в контуре рудного тела должно удовлетворять требованию минимальной продуктивности, а отдельные рудные линзы должны быть сближены настолько, чтобы они могли служить объектом самостоятельной очистной выемки. Продуктивные участки жил представляют собой сильно уплощенные линзовидные тела. Мощность рудного тела несоизмеримо меньше его длины и

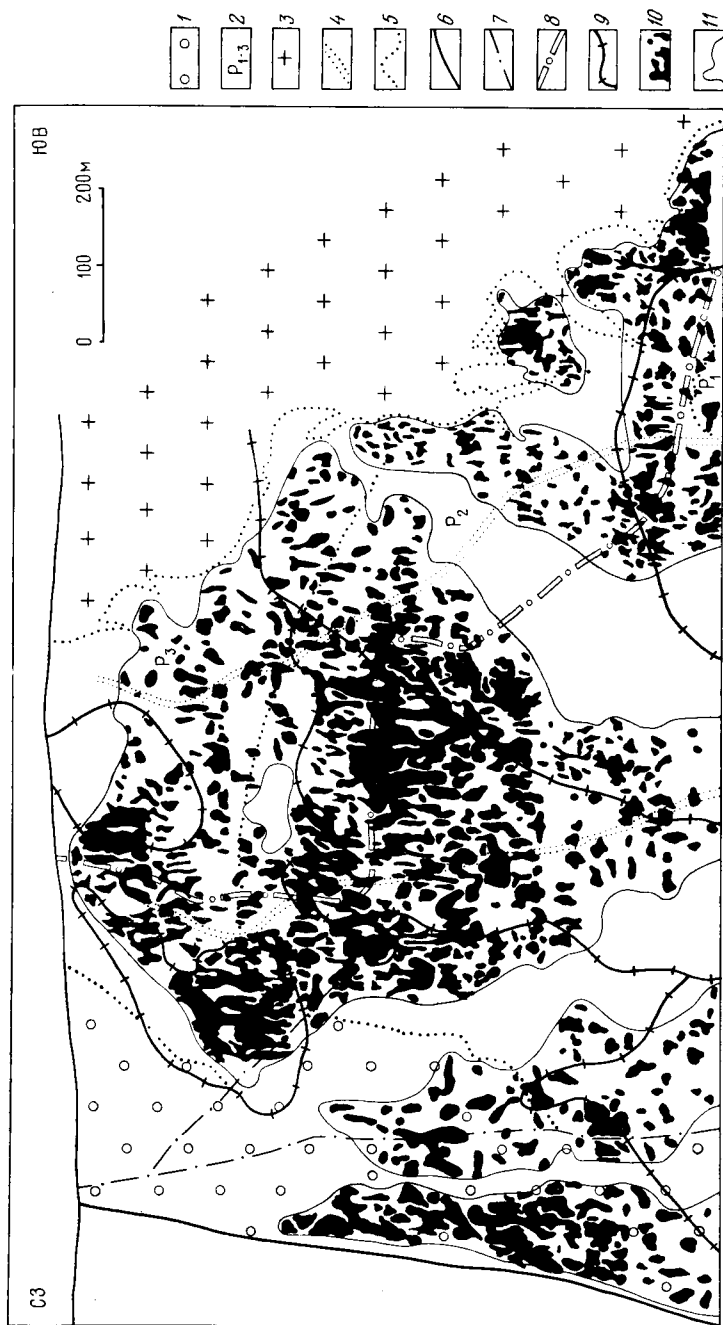


Рис. 41. Проекция рудной жилы на вертикальную плоскость:

- 1 — кембрийские отложения; 2 — породы постплитовой серии верхнего протерозоя; 3 — гранитоиды; 4 — дайки основного состава; 5 — контакты пород; 6 — разломы; 7 — мелкие нарушения; 8 — ось антиклинали; 9 — линии сопряжения апофиз с жилой; 10 — рудные линзы; 11 — контуры рудных тел

ширины, поэтому при характеристике степени вытянутости рудного тела обычно пользуются соотношением двух последних параметров. Эти соотношения изменяются в широких пределах – от 1:1 до 10:1.

Обычно каждая рудная жила месторождения включает одно рудное тело и лишь наиболее крупные жилы протяженностью в сотни метров состоят из нескольких (обычно двух-трех) рудных тел, разделенных безрудными интервалами. Руды высококонтрастные и хорошо обогащаются при радиометрической сортировке.

Запасы рудных тел и содержание в них урана оцениваются по трем основным показателям: площади, продуктивности и количеству металла. Таким образом, рудные тела характеризуются следующими особенностями строения:

а) четкими контурами по мощности, определяемыми геологическими контактами жилы; небольшой мощностью, как правило, не превышающей ширину разведочной выработки;

б) сложным внутренним строением, весьма неравномерным распространением урана, наличием многочисленных участков пустых пород и некондиционных руд; низким коэффициентом рудности (0,04–0,16);

в) высокой контрастностью руд, хорошо обогащаемых радиометрически.

Структурный фактор является определяющим в пространственном размещении оруденения. Все рудные тела приурочены к трещинам отрыва и скола высших порядков, сопряженным с крупными разломами. Положение рудных тел в жилах обусловлено сочетанием структурно-морфологических факторов. Благоприятными для их локализации считаются следующие участки:

а) изгибы жил по простиранию и падению, испытавшие приоткрытие при поступлении рудоносных растворов;

б) сочленения апофиз с основными жилами или пересечения их с дайками и неминерализованными нарушениями;

в) близ контакта с породами, неблагоприятными для развития оруденения (гранитоиды, конгломераты и др.), которые выполняли роль структур, экранировавших оруденение;

г) максимального приоткрывания нарушений в осевых частях антиклинальных складок.

Минералого-геохимический фактор тоже определяет закономерности пространственного размещения уранового оруденения. Масштаб оруденения и его пространственное положение в жиле часто зависят от общей мощности жилы, минералого-геохимического состава доурановых минеральных комплексов, интенсивности развития жильных минералов рудной стадии минерализации.

Литологический контроль в распределении урановых руд проявляется наиболее четко там, где в рудовмещающих толщах пород выделяются прослой, обогащенные пиритом и графитом, а также прослой амфиболитов, амфиболитовых сланцев, магнетитовых скарнов.

На месторождениях, где большинство рудных жил залегает в монотонных толщах, литология не влияет на положение рудных тел в жиле. Но литологический контроль четко устанавливается для всего месторождения и выражается в приуроченности рудных жил к конкретным сериям пород (конгломерат-песчаниковой, алевролит-песчаниковой).

Таким образом, для месторождений жильного типа пространственное положение рудных тел определяется благоприятным сочетанием структурных, минералого-геохимических и литологических факторов. Главная роль принадлежит структурным факторам.

5.6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ГРАНИТОИДАХ "ЭПИСИЕНИ-ТАХ"

Месторождения этой группы известны в пределах Центрального Французского и Армориканского срединных массивов Средиземноморского складчатого пояса варисцид на территории Франции. Срединные массивы характеризуются широким развитием гранитных интрузий и глубокометаморфизованных комплексов пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Общие запасы урана этих месторождений оцениваются в 40–50 тыс. т. Большинство из них невелики по запасам и только для пяти объектов они составляют первые тысячи тонн. Большая часть урановых месторождений сосредоточена в Центральном Французском массиве и приурочена к гранитоидам завершающих стадий развития варисского магматизма.

Существует прямая зависимость между размером рудовмещающих гранитных массивов и запасами месторождений. Наиболее крупные урановорудные районы располагаются в массивах, размеры которых достигают 600–700 км², в небольших массивах – площадью около 50 км² – известны лишь отдельные рудопроявления. В пределах площадей распространения гранитоидов Центрального Французского массива выделено шесть урановорудных районов: Лимузен, Басс-Марш, Морван, Форез-Мадлен, Маржерид, Мильваж (рис. 42), а в пределах Армориканского массива – районы Бретань и Вандея.

По составу рудовмещающие гранитные интрузии представлены обычными биотитовыми гранитами, но особенно тесная пространственная связь урановых месторождений устанавливается с двуслюдяными

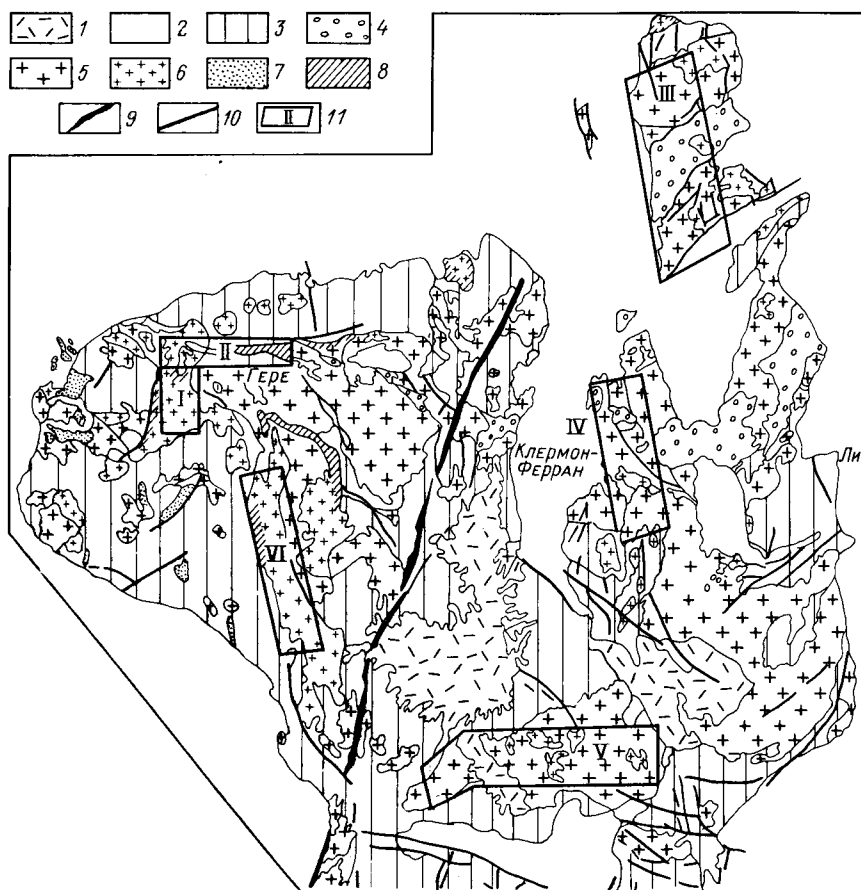


Рис. 42. Схематическая геологическая карта Центрального Французского массива. По Ж. Дидье и Ж. Ламайеру с дополнениями других авторов:

1 — молодые вулканические породы; 2 — постдинантские терригенные породы; 3 — кристаллические сланцы и ортогнейсы; 4 — девон-динантские фации кульма; 5–7 — гранитоиды: 5 — биотитовые граниты, гранодиориты, монцонитовые граниты, 6 — лейкограниты, 7 — тоналиты; 8 — рассланцованные граниты; 9 — "угленосная борозда"; 10 — крупные разрывные нарушения; 11 — урановорудные районы; I — Лимузен, II — Басс-Марш, III — Морван, IV — Форез-Мадлен, V — Маржерид, VI — Мильваж

и мусковитовыми гранитами (лейкогранитами), слагающими как крупные самостоятельные тела, так и небольшие зоны в поясах биотитовых гранитов. Мусковитовые граниты часто прослеживаются вдоль зон крупных разломов и отличаются повышенным содержанием урана,

достигающим $20 \cdot 10^{-4} \%$ при содержании в окружающих породах $(5-7) \cdot 10^{-4} \%$. При этом более половины урана находится в виде тонкорассеянной вкрапленности уранинита, а в обычных биотитовых гранитах 70 % урана входит в состав акцессорных минералов. Массивы поздневарисских гранитов приурочены к области повышенной проницаемости земной коры в обрамлении выходов древних кристаллических пород, испытавших неоднократный метаморфизм. Наиболее древняя эпоха докембрийского метаморфизма, проявившаяся в образовании очковых гнейсов, сменилась каледонским метаморфизмом и, наконец, варисским метаморфизмом и гранитизацией.

Тектоника занимает ведущее место в размещении урановых месторождений в гранитных массивах. Главными рудоконтролирующими структурами служили зоны крупных разломов, разделяющие территорию на отдельные блоки. Наиболее древними считаются региональные широтные и меридиональные разломы: вдоль них внедрялись поздневарисские интрузии, они же являлись областями повышенной проницаемости и контролировали размещение более поздних метасоматических изменений гранитов.

Рудные тела залегают в зонах дробления или сближенных системах трещин вблизи крупных разломов, более молодых по времени заложения, имеющих северо-западную и северо-восточную ориентировку. Благоприятными для локализации уранового оруденения были участки осложнения их морфологии – ветвления, раздувов, изгибов, пересечения с более ранними разломами субмеридионального и субширотного простирания, а также с дайками лампрофиров.

Очень важная роль в формировании уранового оруденения принадлежит процессам предрудного щелочного метасоматоза. Практически все промышленные скопления урановых руд приурочены к областям распространения так называемых "эписиенитов", которые представляют собой продукты щелочного метасоматоза и отличаются от окружающих пород красным цветом и повышенной эффективной пористостью.

Среди "эписиенитов" выделяют две разновидности: безрудные и рудоносные. Безрудные характеризуются развитием лапчатого альбита, апатита, перекристаллизацией калиевых полевых шпатов с образованием оторочек адуляра, полным выщелачиванием первичного кварца и мусковита, появлением переотложенного кварца и рассеянной вкрапленности гематита. Это преимущественно полевошпатовые породы, состоящие из ортоклаза и плагиоклазов. Как уже отмечалось при описании эволюции процессов метасоматоза в срединных массивах, такие процессы щелочного метасоматоза, сопровождающиеся выщелачиванием урана, неблагоприятны для рудоотложения.

Рудоносным "эписиенитам" присущи сильная кавернозность (от

12,5 до 33,5 %), уменьшение общего количества полевых шпатов, альбит полностью отсутствует, но резко увеличивается хлоритизация пород, вплоть до формирования хлоритовых прожилков и скоплений. Именно к таким участкам пространственно тяготеют урановые руды. Рудные "эписиениты" состоят из калиевого полевого шпата (30–45 %), хлорита, биотита, мусковита (18–26 %), апатита, вторичного кварца, карбонатов.

Возможно, что смена безрудных "эписиенитов" на рудоносные отражает эволюцию единого процесса щелочного метасоматоза, и выпадение урановых минералов происходит при смене щелочной среды растворов на близкую к нейтральной.

По составу урановых руд и условиям локализации оруденения все месторождения Центрального Французского и Армориканского массивов имеет много общего, а по структурно-морфологическим особенностям среди них выделяются два типа рудных тел: линзовидные прожилково-вкрапленные и жильные. В зонах пересечения разломов, на участках сближенной системы мелких прожилков возникают штокверкоподобные участки пористых рудных "эписиенитов" с рудными телами трубо- и линзовидной формы, где настуран выполняет сеть прожилков и образует рассеянную вкрапленность. Около разрывных нарушений и зон дробления с рудными телами жильного типа процессы альбитизации практически не проявлены, отмечается лишь окварцевание продуктов дробления и серицитизация полевых шпатов.

К главным урановым минералам вне зоны окисления относятся настуран и урановые черни. Они наблюдаются в виде массивных скоплений, прожилков и вкрапленности. Встречается коффинит, но он сравнительно редок.

Преобладающим жильным минералом, сопровождающим урановое оруденение, является кварц. Отмечается несколько его генераций и разновидностей, но преобладает скрытокристаллический халцедоновидный, часто гематитизированный и пиритизированный. Послерудные генерации представлены крупнокристаллическим дымчатым кварцем и амethystом. На некоторых месторождениях развиты темно-фиолетовый и черный флюорит; карбонаты и барит пользуются значительным распространением. Сульфиды – галенит, сфалерит, халькопирит и другие – тоже имеют резко подчиненное значение в составе урановых руд.

В жилах и прожилках устанавливается определенная последовательность отложения жильных и рудных минералов (от стенок к центральной части жил): оторочки гребенчатого кварца – настуран – халцедоновидный кварц – крупные зональные кристаллы кварца, иногда с сульфидами свинца, цинка и меди – карбонаты, опал, барит,

глинистые минералы. По соотношению основных урановых и сопутствующих минералов выделяют три основных типа урановых руд:

1) прожилково-вкрапленные настурановые с коффиномитом в "эписиенитах"; жильный кварц развит мало, наблюдается тонкорассеянная вкрапленность сульфидов (районы Лимузен, Маржерид и др.),

2) кварцевые жильного типа с настураном, сульфидами железа, свинца, меди и пластинчатым гематитом (район Форез-Мадлен, жила Буа-Нуар),

3) кварц-настуран-флюоритовые жильного типа с отчетливой гематитизацией.

Месторождения прожилково-вкрапленных руд в "эписиенитах" известны практически во всех выделенных урановорудных районах Центрального Французского и Армориканского массивов, за исключением района Форез-Мадлен. В гранитоидах вдоль основных рудоконтролирующих нарушений устанавливается определенная метасоматическая зональность. Наиболее широкий ореол образуют зоны мусковитизации, в пределах которых развиты двуслюдяные разности гранитов с рассеянной вкрапленностью настурана. В них выделяются ореолы альбитизации (безрудные "эписиениты"), а вблизи рудовмещающих нарушений – ореолы хлоритизации (рудные "эписиениты").

Рудные тела в "эписиенитах" на участках пересечения разноориентированных трещин имеют неправильную форму с многочисленными апофизами и, по определению французских геологов, напоминают "осьминогов". Большая часть урана сосредоточена в подобных рудных телах не в трещинах, а в пористых рудных "эписиенитах".

В более простой тектонической обстановке, где проявлены отдельные тектонические нарушения, преобладают рудные тела жильного типа, а в местах пересечения с дайками лампрофиров возникают тела столбообразной формы. Рудные тела характеризуются резко неравномерным содержанием урана – от $n \cdot 0,01$ до 2–3 % (среднее 0,13 – 0,16 %). Площадь (в горизонтальном сечении) рудных тел неправильной формы изменяется от 150 до 3000 м²; жильные тела прослеживаются на несколько сотен метров при мощности 1–2 м. Глубина распространения оруденения незначительная – до 100 м в Бретани, до 200 м в Лимузене и Вандее.

Состав руд относительно прост, преобладает настуран и урановые черни при ограниченном развитии жильных минералов и сульфидов. В зоне окисления этих месторождений образуются различные гипергенные минералы урана: гуммит, уранофан, отенит, торбернит, фосфуранилит и др.

Модельный возраст урановых минералов, определенный французскими геологами по изотопам свинца и урана, составил 270–250 млн. лет. Формирование руд, по данным термобарометрии, происходило при температуре 300–500 °С и давлении 70–80 МПа.

Месторождения жильного типа с кварцем и флюоритом преобладают в районе Форез-Мадлен в северной части Центрального Французского массива. Наиболее крупным и хорошо изученным является месторождение *Буа-Нуар*, залегающее в массиве порфировидных гранитов, представляющем собой горст, ограниченный с востока и запада впадинами третичного возраста.

В целом гранитный массив разбит крупными разломами северо-западного простирания на три блока. Месторождение Буа-Нуар располагается в средней части центрального блока и приурочено к рудоносной полосе шириной около 4 км, которая с запада и востока ограничена разломами. Главную роль в локализации оруденения играет восточный сброс, к которому тяготеет рудоносная полоса, включающая ряд месторождений.

Главные рудные залежи месторождения Буа-Нуар контролируются разломами северо-западного простирания, которые прослеживаются геофизическими методами на 8 км. Основной рудоконтролирующий разлом имеет сложное строение; это зоны дробленых пород с отдельными раздувами на участках оперяющих трещин. Оруденение развивается по этим зонам и наследует их геометрическую форму.

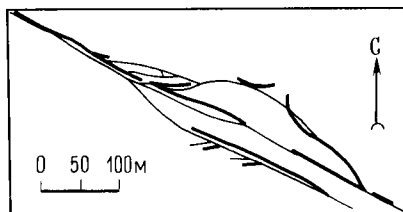
Главная минерализованная зона образует крупный рудный столб длиной 150 м и мощностью до 25 м. Длина рудоносной зоны колеблется от 700 до 1500 м, протяженность ее на глубину достигает 500 м. Оруденение приурочено к дробленому окварцованному микрограниту.

Рудовмещающими являются сближенные разломы северо-западного простирания общей мощностью до 25–30 м с системой оперяющих нарушений, образующие в плане линзовидный штокверк (рис. 43).

Наиболее густая система трещин возникает на участках сближения разломов. По мере того как с глубиной расстояние между параллельными разломами увеличивается, сеть промежуточных нарушений становится реже, и штокверк выклинивается. Жилы и прожилки выполнены микрокристаллическим красным кварцем с вкрапленностью и прожилками настурана, пирита, галенита и халькопирита. В отдельных участках количество прожилков становится настолько значительным, что границы превращаются в брекчию, сцементированную кварцем, настураном и сульфидами. Эти брекчии, мощность которых достигает нескольких десятков сантиметров, образуют поперечные богатые жилы протяженностью до 15–25 м.

Кварцевые жилы с настураном приурочены, как правило, к альбандовым частям разломов. Жильное выполнение мощностью в несколько десятков сантиметров распределено прерывисто. Горизонтальная и вертикальная протяженность жил 100–250 м. Жилы с настураном формируются в основных разломах на участках их морфологического

Рис. 43. Распределение кварц-настурановых жил в пределах одного из разломов Буа-Нуар (погоризонтный план)



усложнения. Различные структурные ловушки приводят к образованию рудных столбов, которые в плане имеют форму сплюснутых линз протяженностью 100–200 м при средней мощности в несколько метров.

Полосчатые и кокардовые текстуры жил позволяют определить последовательность минералообразования: новообразованные кварц и серицит, метасоматически развивающиеся по дробленным гранитам; щетки кварца; сферолиты, корки и вкрапленность настурана; халцедоновидный кварц; карбонат, глинистые минералы, опал.

Для месторождений жильного типа различают три стадии рудообразования.

Первая – кварц-настуран-сульфидная – характеризуется ранним выделением гребенчатого и скрытокристаллического, иногда гематитизированного кварца, на который нарастают сферолитовые агрегаты настурана с марказитом; изредка отмечается лёллингит.

Ко второй – кварц-гематитовой стадии относится отложение кристаллического кварца с гематитом, пиритом, новообразованным коффином, галенитом, которые разрушают марказит первой стадии и незначительно корродируют настуран. Эта стадия заканчивается формированием дымчатого полосчатого кварца с халькопиритом, которому предшествует внутримагматическое дробление.

В третью – карбонатную – стадию происходит выполнение отдельных гнезд и прожилков доломитом, кальцитом, флюоритом; после внутримагматического дробления происходит выделение кварца с висмутином, самородным висмутом, пиритом, халькопиритом, переотложенным настураном и коффином.

По данным Б. Потти и других исследователей, рудные жилы формировались при температуре около 100 °С. Газовые включения в кварце обогащены CO₂ и углеводородами.

Становление месторождений жильного типа можно рассматривать как заключительный этап эволюции рудоносных растворов. Процесс высокотемпературной альбитизации (безрудные "эписиениты") по мере постепенной нейтрализации растворов сменился более низкотемпературной хлоритизацией пород (рудные "эписиениты") и, наконец, слабо развитыми окварцеванием, серицитизацией и гематитизацией вдоль тектонических нарушений на месторождениях жильного типа.

Это подтверждается сравнительно низкими температурами образования жильных месторождений (100 °C) и возрастом, близким ко времени отложения руд в "эписиенитах" – 250 млн. лет.

Пространственное размещение и генезис месторождений. Все месторождения в гранитоидах приурочены исключительно к варисским структурам, подновленным и переработанным в завершающие этапы варисского тектоно-магматического цикла.

Большинство месторождений в гранитах имеет возраст 250–260 млн. лет. Их формирование связано с эпохой завершения варисской складчатости. На многих месторождениях выявлено отчетливое переотложение руд на рубеже 25–20 млн. лет. Максимальная интенсивность процессов изменения приходится на эоценовую фазу альпийского орогенеза, но выщелачивание и переотложение руд продолжают непрерывно вплоть до настоящего времени.

Оруденение тяготеет к глубинным зонам повышенной проницаемости в обрамлении жестких глыб, в пределах которых последовательно проявлялись гранитообразование (300–290 млн. лет), автометасоматические изменения гранитов (возникновение двуслюдяных разностей – 280–260 млн. лет), щелочной метасоматоз (альбитизация гранитов, образование "эписиенитов"), различные гидротермальные преобразования, непосредственно предшествующие образованию урановых руд. Граниты, широко развитые в этих районах, характеризуются высокими содержаниями урана, в 4–5 раз превышающими кларковые.

Рудные тела имеют форму жил выполнения, жилообразных минерализованных брекчий или трубо- и линзовидных тел в "эписиенитах". Минеральный состав их однотипен. Руды представлены настураном с небольшим количеством кварца, карбонатов или флюорита. Количество сульфидов обычно невелико.

По поводу происхождения урановых месторождений среди французских геологов нет единого мнения. Высказывались различные гипотезы их гидротермального (М. Рубо, Ж. Жефруа, Г. Раншин и др.) и гипергенного (М. Моро, М. Барбье) генезиса. Каждая из гипотез подтверждается определенными фактами.

Геологическая эволюция рудных районов проявилась в интенсивной метасоматической переработке гранитоидов вдоль крупных разрывных нарушений с образованием двуслюдяных разностей, обогащенных уранинитом, безрудных альбитизированных и рудных хлоритизированных "эписиенитов". Это свидетельствует о рудоконтролирующей роли крупных разломов и возможном мантийном происхождении растворов, вызвавших метасоматическую переработку вмещающих пород. Все месторождения и рудопроявления приурочены только к высокорadioактивным гранитам.

Наиболее вероятным источником урана могли быть вмещающие оруденение катаклазированные высокорadioактивные измененные

граниты. Это подтверждается широким развитием процессов изменения пород вдоль рудоносных тектонических зон, неравномерностью распределения урана в этих зонах. На многих месторождениях рудные залежи окружены ореолами пород с пониженной радиоактивностью. Состав газовых включений в кварце жильных месторождений и в рудных "эписиенитах", а также температура их формирования (от 350 до 100 °С) позволяют считать, что уран мог переноситься в виде уранил-карбонатных комплексов.

Однако при анализе факторов, способствовавших возникновению урановых месторождений, нельзя не учитывать влияния пенеппенизации и интенсивного химического разложения гранитоидов в связи с развитием площадных и линейных кор выветривания. Гипергенные растворы так же, как и глубинные, могли выщелачивать уран из обогащенных уранинитом гранитоидов и переносить его на благоприятных участках. Это проявляется в приуроченности оруденения к гранитоидам, изначально обогащенным уранинитом, в обилии мелких близповерхностных рудопоявлений, небольшой глубине распространения оруденения на многих месторождениях (до 100–200 м), сравнительно простом составе урановых руд, ограниченном количестве жильных минералов и отсутствии сопутствующих компонентов.

Приведенные факторы позволяют отнести урановые месторождения в гранитоидах к полигенным, а по времени становления – к полихронным.

*
* *
*

Анализ геологического строения трех выделенных типов месторождений срединных массивов Средиземноморского пояса позволяет наметить некоторые общие закономерности их образования.

Большинство урановых месторождений залегает в древних метаморфических толщах протерозоя, нижнего палеозоя и массивах варисских гранитоидов. На отдельных месторождениях на основании изучения взаимоотношений пород, вмещающих ураноносные жилы, и перекрывающих их геологических толщ установлено время формирования урановых руд – конец карбона – начало перми. Для всех остальных месторождений данные о времени формирования минеральных комплексов получены по результатам определения модельного возраста урановых минералов и галенита.

Анализ результатов определения абсолютного возраста урановых минералов различных месторождений позволяет сделать следующие выводы.

1. Основная масса урановых руд сформировалась в поздневарисский этап минерализации (280–260 млн. лет). Это подтверждается и полученными значениями возраста урановых руд, и геологическими наблюдениями.

2. Урановые руды поздневарисского этапа минералогенеза подвергались наложенным процессам изменения, сопровождавшимся выносом промежуточных продуктов распада урана. В связи с этим модельный возраст, рассчитанный по отношению изотопов свинца и урана, характеризуется дискордантными значениями. По расчетным данным, максимальная интенсивность процессов переотложения связана с альпийской тектоно-магматической активизацией. К этапу активизации относится накопление диарсенидов никеля – кобальта, селенидов, поздних сульфидных ассоциаций, кварц-гематитового и пирит-цеолитового ураноносных комплексов.

Абсолютный возраст урановых минералов кварц-цеолитового минерального комплекса не определялся. Установлено лишь, что они являются самыми поздними. Результаты изучения изотопного состава новообразованных руд свидетельствуют о том, что их переотложение происходит и в настоящее время.

По температуре формирования урановые месторождения срединных массивов принадлежат к низко- и среднетемпературным. Это подтверждается результатами определения температуры образования минералов методом декрипитации и гомогенизации. Для большинства жильных карбонатов из карбонат-настурановых жил она изменяется от 80 до 250 °С и снижается от ранних к поздним генерациям: для анкерита 320–340 °С, а для кальцита второй – пятой генераций (K₂, K₃, K₄, K₅) соответственно 250–290, 200–230, 190–210, 170–210 и 80–100 °С. Появление отдельных минералов – индикаторов температуры – соответствует установленному диапазону (гематит – гётит – 110–165 °С, висмут самородный – до 270 °С).

Глубина формирования месторождений определяется лишь по совокупности косвенных наблюдений. Считают, что их становление происходило на сравнительно небольших глубинах – около 2–3 км, а вертикальный размах оруденения при благоприятных условиях мог достигать 1800–2000 м.

Урановые месторождения занимают различное положение по отношению к массивам варисских гранитоидов. Одни приурочены к зонам экзоконтактов гранитных массивов (жилы в сланцах, алевролитах, песчаниках), другие залегают в самих гранитоидах (зоны и жилы в

гранитах), третьи удалены от крупных гранитных массивов (графитизированные зоны в гнейсах фундамента).

Данные определения абсолютного возраста гранитоидов и урановых руд показывают, что разница во времени их образования составляет 60–80 млн. лет. Это исключает возможность существования прямой генетической связи между ними.

Изучение поведения урана в процессе метасоматических изменений горных пород позволяет предположить двойственный характер источника урана. С одной стороны, это исходно богатые ураном вулканогенно-осадочные породы, а с другой — гранитизирующие трансмагматические растворы, приносящие уран, торий и калий. Эволюция этих растворов на фоне понижения температуры приводила к дифференциации урана в продуктах метасоматоза, разобщению урана и тория при переходе в низкотемпературную область и, наконец, концентрации урана в виде рудных скоплений в конце гидротермального процесса. Вполне возможно, что часть урана трансмагматические растворы могли заимствовать из обогащенных им метаморфических пород при их гранитизации. Декарбонатизация метаморфических пород, сопровождающая гранитизацию, могла явиться причиной массового вовлечения CO_2 в гидротермальный процесс.

При формировании минеральных комплексов, происходившем при активном развитии процессов метасоматоза, минеральный состав во многом определялся составом рудовмещающих толщ, из которых заимствовалась часть элементов. Изотопный состав серы в сульфидах кварц-колчеданного комплекса близок к составу серы из вмещающих пород. Из зоны осветленных серицитизированных пород около карбонат-сульфидных жил выносились железо, магний и сера. Эти элементы входят в состав сидерита, анкерита и некоторых сульфидов карбонат-сульфидных жил. Появление среди минералов карбонат-хлорит-настуранового комплекса таких, как браннерит и монтрозеит, связано с заимствованием титана и ванадия из вмещающих пород.

На месторождениях жильного типа, где уран находится в карбонат-настурановых жилах, образовывавшихся путем выполнения приоткрытых полостей трещин, процессы околожильных изменений проявлены очень слабо. Наиболее вероятным источником урана на месторождениях, возникших в поздневарисскую металлогеническую эпоху, могли служить массивы гранитоидов с повышенным кларком урана. Однако не исключается и возможность привноса урана из подкоровых глубин. Источником урана в молодых, послеварисских минеральных комплексах следует считать прежде всего ранее сформированные урановые руды.

5.7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОР-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В НАТРИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

Месторождения фосфор-урановой формации (апатит-урановые) залегают в различных по возрасту и составу породах: терригенных образованиях венда, осадочно-вулканогенных и карбонатных породах ордовика, гранитоидах девона и др.

Геохимическая специализация руд обусловлена ассоциацией урана с цирконием, торием, фосфором и фтором. Минеральный состав метасоматических новообразований во многом зависит от состава вмещающих пород. Как правило, в них развита вкрапленность мелкозернистых и дисперсных минералов: фторапатита, коффинита и оксидов урана с карбонатами, хлоритами, гидрослюдами, альбитом, цирконом и торитом. Очень редко встречается браннерит.

Главным фактором, контролирующим размещение рудных тел на месторождениях, является структурный. Вместе с тем, интенсивность метасоматических процессов, а следовательно, и масштабы оруденения на месторождениях этой формации неодинаковы в различных по составу породах. Так, наиболее богатые ураном руды установлены в алюмосиликатных породах, причем апатит в них не образует значительных концентраций, но является типичным минералом. Руды же, обогащенные апатитом, как правило, тяготеют к карбонатным породам: известнякам, мраморам.

Первые работы, посвященные характеристике месторождений фосфор-урановой формации в карбонатных породах, принадлежат А.А. Якжину и В.Н. Котляру. Эти месторождения были описаны ими как ураноносные осадочные фосфориты. В результате последующего более детального изучения подобных месторождений было установлено, что их нельзя относить к категории стратиформных. Оконтуренные в их пределах рудные тела имеют жило- и столбовидную форму, ветвятся и в целом являются секущими по отношению к вмещающим осадочным породам и более поздним интрузивным образованиям. Большинство исследователей, изучавших эти объекты, пришли к выводу о их гидротермально-метасоматическом генезисе. Однако проблема еще далека от разрешения и дискуссии по ней продолжают-ся.

Далее приводится краткая характеристика двух представителей этой формации, различающихся геотектонической позицией, возрастом и составом вмещающих пород, а также структурой и морфологией рудных тел.

5.7.1. Месторождения в догеосинклинальных терригенных образованиях

Вопросы геологии, минералогии и условий формирования этих месторождений освещены в работах А.А. Ашихмина, В.К. Белова, С.С. Наумова, В.И. Тимофеева, И.В. Швея и др. Рассматриваемая далее характеристика месторождений основана на данных перечисленных исследователей.

Рудный узел располагается в пределах сводового сооружения, сложенного породами рифея, венда и кембрия. Рифейские отложения представлены порфироидами, амфиболовыми и кварц-серицитовыми сланцами. В нижней части геосинклинального прогиба развиты гидрослюдисто-серицитовые, кварц-серицитовые, углеродисто-глинистые и кремнистые сланцы венда с прослоями доломитов, известняков, песчаников и кварцитов. Выше залегают кварцевые песчаники с прослоями алевропесчаников алевролитов и аргиллитов.

С резким несогласием вендские образования перекрываются породами кембрия. В нижней части свиты наблюдаются гравелиты, конгломераты, песчаники, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы основного состава и алевролиты, в верхней – конгломераты, песчаники, базальты, порфириты, их туфы и брекчиевые лавы. Распространены кембрийские отложения локально: они выполняют узкую приразломную впадину. Крутые тектонические границы этой впадины, присутствие вулканогенных пород основного и среднего состава позволяют предположить существование здесь в кембрии структуры, близкой к грабену. Заложилась она, вероятно, вдоль длинной оси крупного сводового сооружения (рис. 44). Вдоль нее располагается большинство установленных в пределах рудного узла урановых месторождений и рудопроявлений.

Интрузивные образования представлены субвулканическими телами диабазов и базальтовых порфиритов кембрия, крупными массивами гранитоидов, небольшими штоками габбродиоритов раннего силура и средними по размерам гранитными массивами раннего – среднего девона.

Вся территория рудного узла разбита многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного, широтного, субмеридионального и северо-западного направлений. Наиболее крупными являются северо-восточные нарушения, входящие в состав глубинной долгоживущей зоны разломов.

Месторождение локализуется в осадочных образованиях венда (рис. 45). Нижняя свита венда слагает юго-западную часть месторождения. Разрез начинается с углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых и глинистых сланцев с редкими прослоями доломитов. Выше

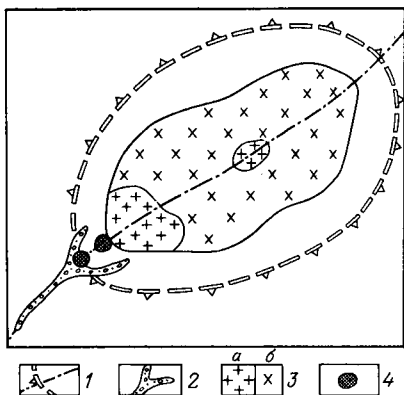


Рис. 44. Тектоническая схема рудного узла:

1 — обобщенный контур сводового сооружения и положение его длинной оси; 2 — рифтогенная впадина, выполненная кембрийскими отложениями; 3 — массивы гранитоидов раннесилурийского (а) и девонского (б) возраста; 4 — месторождение урана

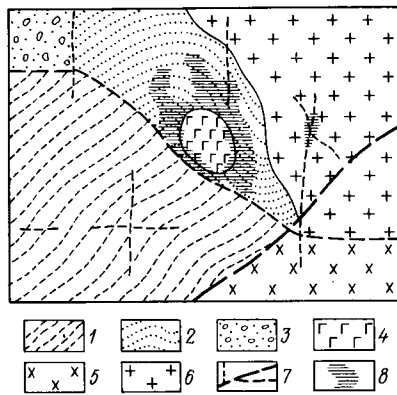


Рис. 45. Геологическая схема месторождения.

1-2 — свиты венда: 1 — нижняя (углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы, доломиты, песчаники), 2 — верхняя (кварцевые, кварц-серицитовые песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3 — кембрий (песчаники, аргиллиты, алевролиты, конгломераты, гравелиты); 4 — габбродиориты; 5 — гранодиориты и диориты; 6 — аляскистовые граниты; 7 — разрывные нарушения; 8 — проекция рудных тел на горизонтальную плоскость

залегают доломиты, переслаивающиеся с алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами. Завершается разрез кварцитами и песчаниками. Мощность свиты около 1000 м.

Отложения верхней свиты венда распространены в центральной части месторождения. Они согласно перекрывают породы нижней свиты, образуя с ними единые структуры. В основании разреза отмечается пачка средне-крупнозернистых кварцевых песчаников, которые выше сменяются кварцитовидными песчаниками с прослоями кварц-серицитовых сланцев. Верхняя часть свиты представлена алевролитами, аргиллитами, кварцевыми песчаниками с прослоями известняков, мощность свиты 450–600 м.

Отложения кембрия резко несогласно залегают на вендских породах в северо-западной части месторождения. Это кварцевые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами, алевролитами, конгломератами, гравелитами и углеродисто-кремнистыми сланцами. Их мощность — первые сотни метров.

По всем перечисленным породам развиты площадные и линейные

коры выветривания предположительно триас-юрского возраста. Все они перекрыты чехлом четвертичных отложений.

Важную роль в геологическом строении месторождения играют магматические образования: габбро и габбродиориты раннего силура, лейкократовые аляскитовые граниты, гранит-порфиры и аплиты девона. Габбро и габбродиориты занимают центральную часть месторождения, слагая расширяющийся кверху шток. Граниты, широко распространенные на северо-востоке участка, являются частью крупного батолита; гранит-порфиры и аплиты создают густую сеть дайкообразных тел и даек.

Отложения венда, связанные постепенными взаимными переходами, формируют в пределах месторождения единую складчатую структуру. На юго-западе они простираются в северо-восточном направлении, в центральной части месторождения разворачиваются на юго-восток и следует вдоль контакта с гранитным массивом, а затем вновь приобретают северо-восточную ориентировку. Кембрийские отложения обычно залегают моноклинально с общим простираем пород на северо-восток и пологим падением на северо-запад.

Среди разрывных нарушений на месторождении выделяются северо-восточные, северо-западные, широтные, меридиональные, а также группа пологих разрывов. Разлом северо-восточной ориентировки имеет мощность до 15 м, выполнен брекчией и милонитом и представляет собой взбросо-сдвиг. Наиболее крупным нарушением северо-западного простираения является разлом, следующий вдоль контакта верхней (на северо-востоке) и нижней (на юго-западе) свит венда. Вдоль него интенсивно развита линейная кора выветривания, распространяющаяся на глубину до 300 м. Это сбросо-сдвиг с горизонтальной амплитудой смещения 1000 м и вертикальной – 200–500 м.

Наиболее значительное нарушение широтной ориентировки разделяет гранитный (D_{1-2}) и гранодиоритовый (S) интрузивные массивы. Еще один широтный разлом выявлен на северо-западе месторождения. Таким образом, два широтных разлома, соединенных ветвью северо-западного нарушения, формируют как бы единую флексуру. К субмеридиональным нарушениям в пределах месторождения относятся преимущественно зоны расланцевания, пересекающие разломы иных направлений.

Положение месторождения в пределах сводового сооружения в узле пересечения разломов различных направлений обусловило поступление в течение длительного времени мощного теплового потока и развитие широкой гаммы разновозрастных метасоматических пород. Со становлением силурийских магматических пород связано появление роговиков, скарнов и пропилитов; формирование девонских магматитов сопровождалось развитием кремне-щелочных метасо-

матитов, грейзенизированных пород, натриевых метасоматитов – эйситов, апатитовых скоплений, урановой минерализации и, наконец, хлорит-карбонатных образований с сульфидами. Наиболее поздними по времени возникновения были гидрослюдиты и кварц-кальцитовые прожилки. Процесс натриевого метасоматоза (эйситизации) в осадочных породах выразился в интенсивной альбитизации, сопровождаемой образованием хлорит-альбитовых, гидробиотит-альбитовых и амфибол-хлоритовых метасоматитов.

Руды месторождения располагаются преимущественно в осадочных породах венда, а также в гранитах ранне-среднедевонского возраста, залегая в непосредственной близости от толщи углеродистых сланцев венда и массива габбродиоритов, способствовавших созданию благоприятной для выделения урана геохимической обстановки.

Пространственное положение и особенности морфологии рудных тел обусловлены приуроченностью центральной части месторождения к узлу сочленения упомянутых флексур: складчатой и дизъюнктивной (см. рис. 45).

В плане главное рудное тело месторождения имеет линзовидную форму, а в разрезе по форме напоминает факел: оно сравнительно компактно на нижних горизонтах, постепенно расширяется на средних и занимает наибольшую площадь (облекая массив габбродиоритов) на верхних (рис. 46).

В нижних частях месторождения рудные тела тяготеют преимущественно к дайковидным телам и дайкам гранит-порфиров, образуя единую залежь. На уровне пологого нарушения она расщепляется и

переходит в толщу песчаников, алевролитов и аргиллитов венда. Здесь положение рудных тел контролируется в основном зонами смятия и дробления.

Границы рудных тел практически повторяют контуры пород, подвергшихся натриевому метасоматозу и, вероятно, в связи с этим наиболее крупные рудные

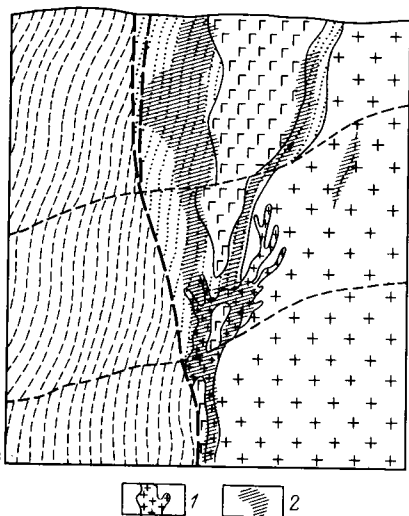


Рис. 46. Схематический геологический разрез месторождения:
1 – гранит-порфиры, аплиты; 2 – рудные тела (остальные усл. обозначения см. на рис. 45)

скопления распространены преимущественно среди гранит-порфиров и песчаников, минеральный состав которых обуславливает формирование наиболее мощных ореолов подобных метасоматитов.

Морфология метасоматически измененных пород и рудных тел на месторождении предопределена сочетанием тектонических и в меньшей степени литологических факторов, с которыми связано пространственное положение проницаемых зон и благоприятных для развития процесса эйситизации литологических разностей пород.

По данным А.А. Горшкова и П.А. Раудониса, изучавших руды и измененные породы месторождения, натриевый метасоматоз не приводил к полному замещению исходных пороодообразующих минералов. Даже в центральных зонах метасоматитов сохранилось небольшое количество кварца и существенное – калиевого полевого шпата. В процессе метасоматических изменений в гранитах возникло значительно меньше альбита, чем в терригенной толще венда. В сильно измененных гранитах содержание Na_2O увеличилось на 1,5–2 % (от 3–4 до 4–6 %), а в песчаниках и алевролитах – на 4–5 % (от 1–2 до 6–7 %).

Альбит в контурах рудных тел замещает все пороодообразующие минералы. Апатит в рудах представлен фтористой разновидностью, содержащей заметное количество урана (сотые доли процента), довольно равномерно распределенного в его зернах и кристаллах призматического габитуса. Апатит в основном замещал кварц. Устанавливается зависимость количества апатита от интенсивности процесса альбитизации и количества привнесенного натрия. В связи с этим в осадочных породах содержание апатита постоянно значительно выше, чем в гранитах.

Собственно урановая минерализация – преимущественно коффинит и в меньшей степени настуран – накладывается на альбитизированные и апатитизированные породы. Коффинит в рудах практически полностью разложен. В псевдоморфозах распада устанавливается тонкодисперсная смесь коффинита, оксидов урана и аморфного кремнезема. В продуктах распада отмечены небольшие содержания циркония, титана, молибдена и редкоземельных элементов. Коффинит, как правило, образует тонкую вкрапленность или микропрожилки, окруженные каймой хлорита. Совместное нахождение хлорита и коффинита особенно характерно для рудных тел, залегающих среди осадочных пород венда, отличающихся повышенным содержанием магния и железа.

По минеральному составу руды в осадочных породах, гранитах и габбродиоритах качественно близки, однако в алевролитах, аргиллитах и габбродиоритах они более богаты апатитом, магнезиально-железистыми хлоритами, карбонатами, чем руды в кварцитовидных песча-

никах и гранитах, где большее развитие получили кварц и полевые шпаты. Апатит присутствует в рудах постоянно. В более богатых разностях его содержится больше, чем в бедных.

В зоне окисления преобладают фосфуранилит, β -уранофан, ургит.

В центральной части месторождения, где среди осадочных пород венда встречаются единичные древние прослои, обогащенные цирконием и титаном, в рудных телах появляются титановые минералы и циркон; в рудах содержится до 50 и 15 % TiO_2 и ZrO_2 соответственно. Вместе с тем не установлено, что при метасоматических процессах происходили мобилизация и переотложение компонентов этих минералов.

Текстуры руд в осадочной толще и гранитах однотипны. Руды в осадочных толщах представляют собой метасоматически переработанные брекчированные, темно-серые, буровато-серые до красно-бурых песчаники и алевролиты, рассеченные прожилками альбита, апатита, кварца, хлорита, кальцита, которые также плотно цементируют корродированные обломки измененных пород. Урановые минералы образуют мелкую (тысячные, сотые, редко десятые доли миллиметра) неравномерную вкрапленность, скопления неправильной формы (до 2–3 см) и микропрожилки (до первых миллиметров) в хлорит-апатитовом цементе и обломках песчаников и алевролитов. Они вместе с хлоритом и апатитом частично замещают кварц и полевые шпаты, концентрируясь в краевых частях обломков или развиваясь по всей их площади. Подобное строение руд обуславливает их брекчиевые, псевдобрекчиевые и прожилково-вкрапленные текстуры. Руды в гранитах имеют буровато-серый, сургучный цвет и характеризуются брекчиевидными, микробрекчиевидными и прожилково-вкрапленными текстурами.

На месторождении выделены три минералогических типа руд: апатит-коффинитовый, гидрослюдисто-настурановый и окисленный. Апатит-коффинитовые руды, получившие наибольшее распространение на месторождении, сложены комплексом минералов собственно урановорудной стадии; гидрослюдисто-настурановые и окисленные сформировались при наложении процессов пострудной гидрослюдизации на первичные апатит-коффинитовые руды и при их гипергенном окислении. В связи с этим первичные руды сохранились главным образом в нижних частях месторождения.

Определение возраста руд месторождения затруднено из-за дисперсности урановых минералов и проявления наложенных процессов. Имеющиеся датировки (355 млн. лет) не могут считаться достаточно достоверными. Возраст "омоложенных" руд, обусловленный процессом гидрослюдизации, составляет 270 млн. лет. И, наконец, значения, полученные по переотложенным галеникам из коффинитосодержащих

кварц-карбонатных прожилков – 210–170 млн. лет, соответствуют времени формирования в регионе триас-юрской коры выветривания.

5.7.2. Месторождения в карбонатных породах геосинклинального этажа

Особенности геологического строения и вещественного состава руд месторождений данного типа в разное время изучались В.К. Беловым, А.А. Горшковым, К.Г. Королевым, Н.И. Котовым, Н.П. Лаверовым, Г.С. Путиловым, П.А. Раудонисом и др. Приведенная далее краткая характеристика этих месторождений основана на материалах упомянутых исследователей.

Как следует из работ В.К. Белова, положение рудных полей рассматриваемого типа контролируется узлами пересечения крупных региональных разломов глубокого заложения, движения вдоль которых и определили размещение на площади осадочно-вулканогенных и интрузивных образований (рис. 47).

Наиболее древние геосинклинальные образования представлены здесь мощной толщей эффузивных пород андезит-базальтового состава – грубообломочными агломератовыми туфами и туфобрекчиями, которые инъецированы послойными и секущими телами порфиритов. Вблизи зон региональных разломов эффузивы перекрываются толщей карбонатно-терригенных отложений, которые состоят из двух пачек. В основании каждой из них располагаются известняки, сменяющиеся выше по разрезу алевролитами, аргиллитами, песчаниками и, наконец, грубообломочными породами с примесью пирокластического материала. Среди известняков выделяют пелитоморфные, глинистые и органично-обломочные разности. Большую часть разреза составляют терригенные породы. Это переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Осадочная толща смята в сложные складки с крутым падением крыльев, морфология которых еще более усложняется в узлах пересечения разрывов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений.

Все перечисленные осадочно-вулканогенные и терригенные образования с резким несогласием перекрываются красноцветными конгломератами и песчаниками орогенного этапа развития региона, занимающими значительную часть площади. На востоке территории на них, в свою очередь, залегают осадочные отложения платформенного этажа.

Среди интрузивных пород рудного узла известны штокообразные тела диоритов и гранодиоритов, а также (более поздние) лейкократовые граниты, дайковые тела гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. Последние, как правило, контролируются

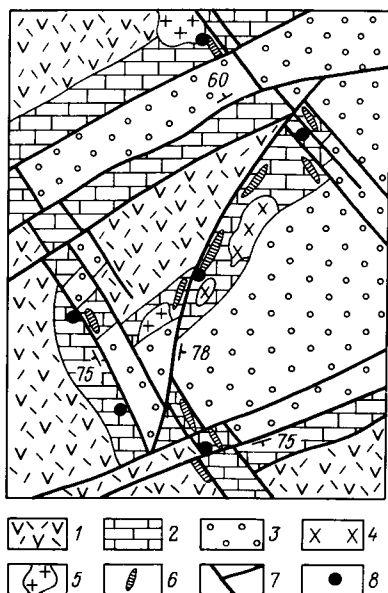


Рис. 47. Схема строения рудного узла. По А.А. Горшкову и др.:

1–3 – отложения различных толщ: 1 – вулканогенные нижней, 2 – осадочные карбонатно-терригенной, 3 – красноцветные верхней; 4 – граниты и гранодиориты; 5 – лейкократовые граниты; 6 – гранитпорфиры; 7 – разрывные нарушения; 8 – месторождения и рудопроявления урана



Рис. 48. Морфология рудных тел и их положение в пределах крутопадающего крыла линейной складки. По К.Г. Королеву и др.:

1 – рыхлые отложения и кора выветривания; 2–5 – известняки: 2 – верхней пачки, 3 – туффовые, 4 – нижней пачки, 5 – туффово-глинистые; 6 – вулканогенные отложения; 7 – диориты и диоритовые порфиры; 8 – плагิโอгранит-порфиры; 9 – рудные тела; 10 – разломы

разломами северо-западного и субмеридионального простирания, а также зонами послонных и межформационных срывов в породах карбонатно-терригенной толщи.

Урановые месторождения тяготеют к зонам разломов северо-западного и субмеридионального простирания и концентрируются в узлах их пересечения (см. рис. 47). Подавляющее большинство рудных тел локализуется среди пород карбонатно-терригенной толщи, хотя оруденелые участки установлены по всему разрезу отложений геосинклинального структурного этажа, включая интрузивные тела и в ряде случаев красноцветные отложения орогенного этапа развития. В породах платформенного этапа уран-апатитовая минерализация отсутствует.

Среди месторождений фосфор-урановой формации в карбонатных породах наиболее представительными и хорошо изученными являются объекты двух типов: 1) в крутопадающем крыле линейной складки и 2) в блокированных складках на крыльях брахиантиклинали.

Рудные тела в месторождениях первого типа приурочены к известнякам и переходят в отложения терригенного горизонта; в подстилающих вулканогенных породах они полностью отсутствуют. Особенностью морфологии рудных тел является единая древовидная система жил, включающая главную мощную рудную жилу, залегающую почти согласно с вмещающими породами, и серию отходящих от нее секущих рудных тел (рис. 48).

В породах лежачего бока главной жилы секущие рудные тела выклиниваются, не достигая разлома, идущего вдоль контакта известняков и вулканогенных отложений, а со стороны висячего бока они пересекают карбонатные отложения, дайки плагิโอгранит-порфиоров и диоритовых порфиров и переходят в породы терригенного горизонта.

Все рудные тела контролируются зонами трещиноватости и дробления, формирование которых обусловлено хрупкими деформациями, связанными с процессами складкообразования. Главная рудоконтролирующая зона возникла как внутрiformационный соскладчатый взброс, связанный с надвиганием известнякового горизонта на вулканогенные отложения, а секущие рудные тела выполнили трещины отрыва, сопровождавшие центральный взброс.

Строение рудных тел определяется главным образом степенью трещиноватости вмещающих пород. Руды главного рудного тела часто имеют обломочную и брекчиевую текстуру, а оперяющие его секущие тела – реликтовые текстуры вмещающих пород и "теневые" структуры. Характер метасоматических изменений во многом зависит от первичного состава пород. В чистых известняках интенсивно проявлена только апатитизация. В известняках, содержащих примеси алюмосиликатов, отмечаются новообразованные хлорит и альбит, которые обычно наблюдаются и за пределами рудных тел в околорудном ореоле.

В рудных телах, залегающих в интрузивных образованиях и терригенной толще, устанавливается метасоматическая зональность. В центральной зоне распространены апатит (до 30 %) и силикаты урана и циркония, а в обрамляющей – кальцит-хлорит-альбитовые метасоматиты с небольшим количеством апатита и убогой урановой минерализацией.

Месторождение второго структурного типа – в блокированных складках, развитых на крыльях брахиантиклинали – приурочено к крыльям сильно сжатой в замковой части антиклинали, ось которой

ориентирована в меридиональном направлении. Шарнир ее круто погружается к северу. Восточное крыло падает под углами 60–70°, а на западном падение становится более крутым: от 70 до 90°. Породы на крыльях складки разбиты многочисленными трещинами, часть из которых выполнена дайками диоритовых порфиритов и гранит-порфи-ров.

Рудные тела на месторождении имеют различную морфологию. Линзо- и седловидные залежи связаны, как правило, с замковыми частями мелких блокированных складок. Трубообразные рудные тела приурочены к зонам дробления на крыльях складок.

Околорудные изменения представлены слабой апатитизацией. Минеральный состав руд, сформировавшихся по известнякам, прост. Они сложены в основном дисперсным апатитом (до 90 %), частично или полностью заместившим первичный кальцит. Торий и цирконий встречаются спорадически и в отличие от урана не имеют корреляционных связей с фосфором. Апатит, развитый в рудных телах и ореолах околорудного изменения, представлен фтористой разновидностью. Размеры зерен составляют тысячные и первые сотые доли миллиметра. Апатит является ураносодержащим, но основная масса урана фиксируется в виде собственных минералов, образующих микроскопическую вкрапленность в межзерновых интерстициях.

Происхождение фосфор-урановых руд охарактеризованных месторождений служит предметом споров на протяжении многих лет. Ряд исследователей считают, что важную роль в их формировании сыграло первично осадочное накопление ураноносных фосфоритов, преобразование которых в результате складчатых и дизъюнктивных деформаций, метаморфизма и деятельности подземных вод в конечном счете привело месторождения к современному виду.

Детальные исследования рудных объектов на протяжении последних лет не подтвердили эту точку зрения, а полученный фактический материал позволил прийти к следующим основным выводам.

1. Рудовмещающие карбонатные породы не содержат в виде пропластков или пластов ни фосфор-урановые руды, ни фосфориты.

2. Рудные тела контролируются разрывными нарушениями, а корни месторождений уходят глубоко вдоль зон сочленения крупных разломов различных направлений.

3. Секущие рудные тела месторождений переходят из известняков в интрузивные породы и отложения терригенного горизонта.

4. Месторождения не несут следов интенсивного регионального (или контактового) метаморфизма. Карбонатные и терригенные породы изученных объектов не претерпели даже слабого метаморфизма. Известняки сохранили пелитоморфные и сгустковые структуры, в них наблюдаются обломки раковин и водорослей. Глины в процессе

литификации превратились в аргиллиты, а рыхлые отложения – в терригенные песчаники и алевролиты. Контакты даек с вмещающими породами во всех случаях не несут признаков термального метаморфизма.

Таким образом, приуроченность рудных концентраций к секущим разрывным нарушениям, наложенным на осадочные и интрузивные породы, позволяет считать, что месторождения являются эпигенетическими гидротермально-метасоматическими.

5.8. МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕН-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В БЕРЕЗИТАХ

Молибден-урановая формация объединяет большое количество мелких и средних месторождений. В геологической литературе они описаны в работах Е.П. Солюшкина, Б.А. Масыгутова, А.В. Тимофеева и А.Е. Толкунова как месторождения сульфидно-настурановой формации или как месторождения, связанные с андезит-диоритовой и гранит-липаритовой магматическими формациями складчатых областей. Их объединяет ряд устойчивых геологических особенностей:

1) пространственная и парагенетическая связь с комплексами пород андезит-диоритовой и гранит-липаритовой магматических формаций континентального позднеорогенного вулканизма в пределах геосинклинально-складчатых областей;

2) штокерное внутреннее строение рудных тел различной морфологии с прерывистым и весьма прерывистым распределением рудных компонентов;

3) устойчивая пространственная и генетическая связь уранового оруденения с различными фациями метасоматической формации березитов;

4) оксидно-силикатный состав урановых минералов (коффинит, настуран, уранинит) в ассоциации с сульфидами молибдена, железа, свинца, меди, мышьяка и других тяжелых металлов.

Среди минералов молибдена развиты молибденит и иордизит, имеющие на многих месторождениях промышленное значение. Установлена вертикальная минеральная зональность, в которой на верхних горизонтах месторождений проявились пирит-настурановые и галенит-настурановые минеральные типы руд, а на нижних – молибденит-настурановые с коффинитом.

Время образования наиболее крупных среди рассматриваемых месторождений в истории формирования фанерозойских складчатых областей относится к заключительным стадиям орогенного этапа эволюции. Андезит-диоритовый и гранит-липаритовый магматические комплексы поздних стадий орогенеза наиболее близки по возрасту к месторождениям молибден-урановой формации.

Урановые месторождения находятся в пределах крупных геоантиклинальных блоков и залегают в породах как нижнего структурного яруса геосинклинального цикла развития, так и орогенного структурного этажа фанерозойских складчатых областей. Рудовмещающими породами нижнего структурного этажа являются кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы и песчаники флишеидной терригенно-осадочной формации. В пределах орогенного структурного этажа месторождения локализуются в слоистых толщах тектоно-вулканических депрессий и в субвулканических интрузиях.

Формирование урановорудных полей и месторождений во многом определяется магматической деятельностью. Обычно она проявляется многофазно, продуцируя структурно-сопряженные тела различных фаций. Магматические фации объединяют породы, образовавшиеся в определенной геологической обстановке. Выделяются эффузивная, жерловая, субвулканическая, интрузивная и дайковая фации. В эффузивной фации различают покровную и экструзивную субфации.

Фации структурно-сопряженных магматических тел рассматриваются как магматические комплексы:

- 1) вулканические, состоящие из жерловой и эффузивной фации;
- 2) интрузивно-вулканические, объединяющие субвулканические малые интрузии (штоко-, силлообразные, трещинные).

Интрузивно-вулканические комплексы могут также включать комагматические гипабиссальные и более крупные интрузивные тела. В обоих комплексах присутствуют разнообразные по составу дайки и особенно часто – дайки среднего состава, которые прослеживаются и за пределами вулканических построек.

Устанавливается пространственная и парагенетическая связь молибден-урановых месторождений с полифазными многофазными гипабиссальными магматическими комплексами, завершающими магматизм гранит-липаритовой формации.

По положению в стратиграфическом разрезе и условиям локализации оруденения различают три формационные группы урановых месторождений. Это месторождения:

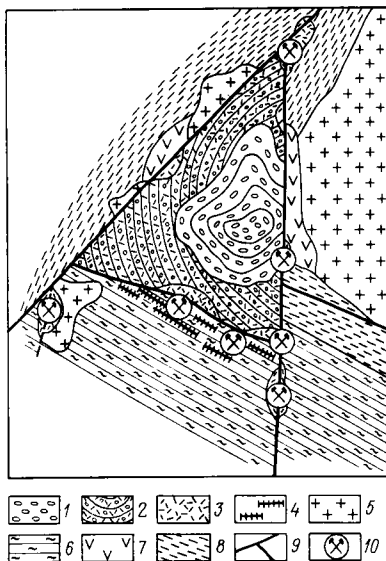
- 1) в зонах влияния крупных разломов;
- 2) в субвулканических интрузивах;
- 3) в сложных слоистых покровах вулканических депрессий.

5.8.1. Месторождения в зонах влияния крупных разломов

Месторождения залегают в осадочных породах складчатых геосинклинальных комплексов. Их пространственное положение контролируется разломами, по которым сочленяются блоки с различной историей геологического развития.

Рис. 49. Схема геологического строения района молибден-урановых месторождений. По Е.П. Сонюшкину и др.:

1 — красноцветные конгломераты; 2 — туфоконгломераты, туфы; 3 — корневые части вулканических аппаратов; 4 — дайки основного и кислого состава; 5 — гранитоиды; 6 — аргиллиты, алевролиты; 7 — порфириты и их туфы; 8 — кремнистые аргиллиты, яшмы; 9 — зоны крупных разломов; 10 — месторождения и рудопроявления урана



Зона влияния разломов обычно составляет сотни метров, иногда первые километры. Они характеризуются серией близпараллельных разрывов амплитудами вертикальных перемещений до первых километров. Рудоконтролирующие разломы ограничивают геоантиклинальные блоки или пересекают их.

Магматические породы представлены корнями субвулканических интрузий, neckами жерловой фации и дайками. В отдельных районах эффузивные фации выполняют депрессии внутри геоантиклинального блока.

В пределах одного из районов месторождения приурочены к зонам крупных разломов (рис. 49). Рудный район сложен кремнистой формацией аргиллитов и яшм, а также терригенной флишеидной формацией песчаников, алевролитов и аргиллитов. Геосинклинальные отложения прорваны магматическими породами гранит-липаритовой формации, а также жерловыми телами кислого состава и субвулканическими интрузиями.

В центральной части района расположена грабен-синклиналь, ограниченная разломами. В ее строении участвуют породы липаритовой формации: эффузивные фации фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и их туфов, которые перекрыты красноцветными конгломератами позднеорогенной молассоидной формации.

Положение месторождений контролируется зонами разломов, которые разделяют блоки различных геотектонических режимов

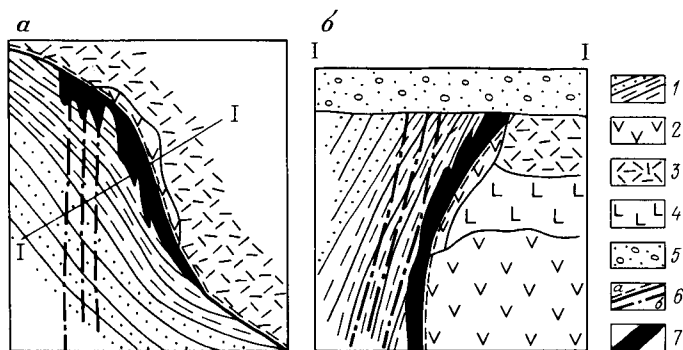


Рис. 50. Схема размещения месторождения в зоне крупного разлома, разделяющего блоки раннего геосинклинального и позднеорогенного этапов развития складчатой области. По Е.П. Союшкину и др.:

a — план, *б* — разрез по линии I—I.

1 — алевролиты, аргиллиты и песчаники; 2 — кварцевые порфиры и фельзит-порфиры; 3 — туфы кислых эффузивов; 4 — андезитовые порфиры; 5 — рыхлые отложения чехла осадочных пород; 6 — разломы (*a*) и зоны дробления (*б*); 7 — рудные тела

развития (рис. 50). Породы геосинклинального комплекса перекрыты чехлом осадочных пород платформенного этажа.

Зоны разлома под чехлом осадочных отложений представлены крутопадающими швами милонитизированных пород, формирование которых сопровождалось интенсивным дроблением песчано-сланцевой толщи.

Рудоносные залежи приурочены к породам висячего бока над швом разлома. Они образуют крутопадающие линзовидные тела с неравномерным распределением рудных компонентов. Наиболее богатые участки рудоносных залежей — рудные столбы — локализованы в местах изменения углов падения основного шва разлома от 60° до более крутых, где трещиноватость совпадает со слоистостью песчаников, алевролитов и аргиллитов. На этих участках возникли зонки брекчирования с рудным цементом.

Некоторые месторождения приурочены к зоне развития пояса даек (рис. 51). Дайки представлены диоритами, сиенит-диоритами, спессартитами и габбродиоритами. Они маркируют крупную тектонически ослабленную зону субмеридионального простирания и распадаются на полосы, в пределах которых занимают до 30–40 % объема. Вмещающими породами являются песчаники, алевролиты и аргиллиты флишеподобной геосинклинальной формации. Осадочные терригенные образования слагают крыло меридиональной синклинальной складки, осложненное крупной флексурой широтного простирания. Породы

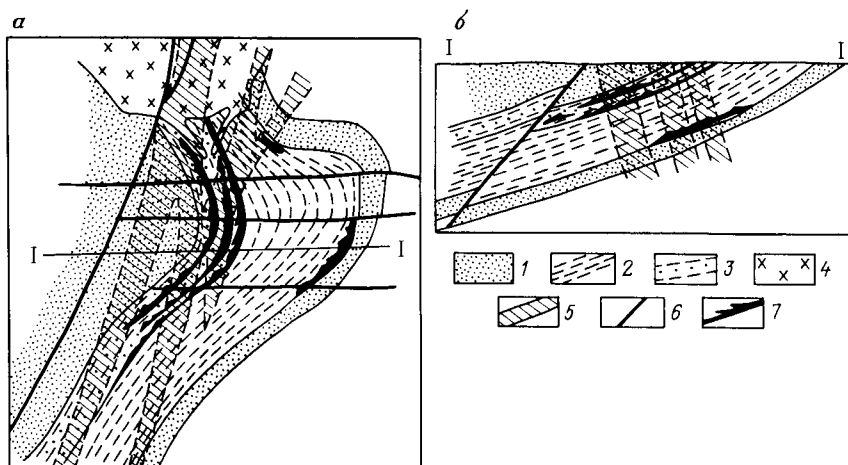


Рис. 51. Геологическое строение рудного поля, приуроченного к поясу даек в складчатой структуре осадочных терригенных отложений. По Е.П. Сонюшкину и др.:

a — план, *б* — разрез по линии I—I.

1 — песчаники и конгломераты; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — толща переслаивания песчаников и алевролитов; 4 — диориты, габбродиориты, сиенит-диориты; 5 — пояса сближенных даек; 6 — секущие разрывные нарушения; 7 — рудные тела в послойных разрывных нарушениях

флишоидной формации на севере рудного поля прорваны доорогенной интрузией диоритового состава и серией рудоконтролирующих даек.

Урановорудные тела месторождений представлены штокверками линзо-, ленто- и жилообразной формы. Условия залегания и закономерности локализации рудных тел определяются развитием повышенной трещиноватости в рудовмещающих породах, что на многих месторождениях связано с механическими свойствами (хрупкостью) последних. Положение рудных тел контролируется крутопадающими дайками спессартитов и пологими послойными зонами мелкой трещиноватости (рис. 52). В слоистой толще песчаников, алевролитов и аргиллитов зоны послойного дробления прослеживаются вдоль контактов пачек пород различного литологического состава и механических свойств.

Послойные срывы возникли, вероятно, при складкообразовании. Они залечены ранними дайками диоритового состава, залегающими послойно во вмещающих породах. Секущие дайки спессартитов развиты вдоль крутопадающих трещин. Секущие и послойные разрывные нарушения неоднократно подновлялись.

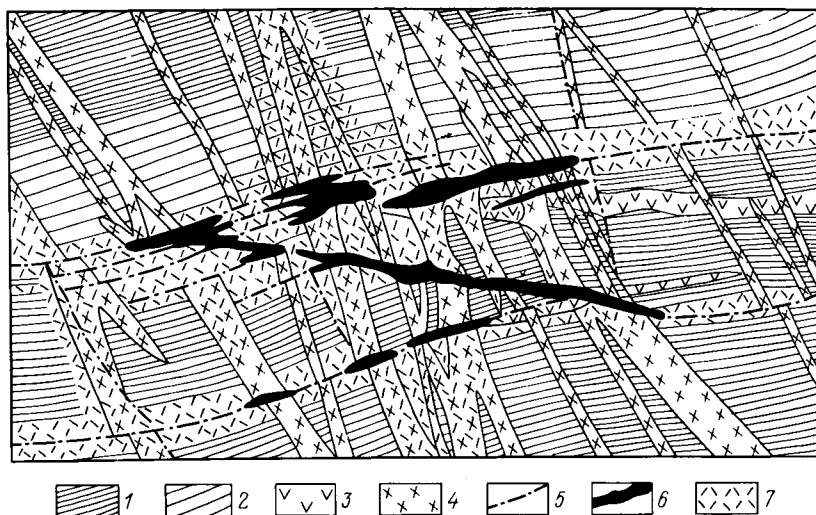


Рис. 52. Положение рудных тел в участках пересечения пологопадающими нарушениями системы сближенных даек. По *Б.И. Омеляненко*:

1 – переслаивание песчаников и алевролитов; 2 – аргиллиты и алевролиты; 3–4 – дайки: 3 – диоритов, 4 – спессартитов; 5 – разрывные нарушения; 6 – рудные тела; 7 – березитизированные породы

Урановое оруденение локализовалось в местах интенсивного дробления вдоль зон послойных срывов и особенно в местах пересечения ими крутопадающих даек, где дробление и брекчирование проявились особенно интенсивно. В результате сформировались пологие почти согласные рудные залежи с ленто- и линзообразными рудными телами сложного строения.

Урановорудный гидротермальный процесс начинается с дорудной березитизации вмещающих пород, которая приводит к повышению эффективной пористости и способствует созданию благоприятной рудолокализирующей среды.

В состав березитов входят кварц, серицит, карбонаты и пирит, развивающиеся метасоматическим путем по минералам вмещающих пород. Конкретный минеральный состав березитов во многом определяется исходными породами, их минеральным составом. Так, в магматических породах среднего состава (например, в дайках спессартитов и диоритов) преобладают карбонаты, а в кислых и песчано-сланцевых слоистых породах – кварц-серицитовая ассоциация минералов.

Березитизированные породы на всех известных месторождениях имеют зональное строение, что выражается в различной интенсивности

метасоматического процесса. Выделяются внешняя, промежуточная и внутренняя зоны, соответствующие слабо, умеренно и интенсивно проявленным процессами березитизации. Внешняя зона значительно выходит за контуры наложенной рудной минерализации.

В рудах выделяется характерная молибденит (иордизит)-настурановая минеральная ассоциация с сульфидами свинца, железа, мышьяка, меди и цинка, а на отдельных месторождениях – с водород-углеродными соединениями типа антраксолитов. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные. Установлено пять стадий минералообразования: березитовая, пиритовая, молибденит-настурановая, анкеритовая и кварц-карбонатная.

В молибденит-настурановую стадию сформировались промышленные руды. Настуран представлен мелкими выделениями отдельных сферолитов или их агрегатов, часто слагает прожилки или агрегаты в цементе брекчиевидных руд. Молибденит присутствует в виде мельчайших лейст, радиально-лучистых агрегатов, а также в совместном сростании с настураном, что говорит об одновременности их выделения. Отношение урана к молибдену на многих месторождениях изменяется с глубиной: на верхних горизонтах оно больше, чем на нижних, что является характерной особенностью многих уран-молибденовых месторождений.

Среди послерудных минеральных комплексов жильные минералы анкеритовой стадии пользуются ограниченным и не повсеместным распространением. Минералы кварц-карбонатной стадии встречаются значительно чаще – в виде прожилков и жил мощностью до 0,5 м, где кроме жильных минералов присутствуют сульфиды железа, меди, свинца, цинка и др. Небольшое количество настурана отмечается в ассоциации с жильными минералами послерудных стадий. Настуран образует отдельные почко- или прожилковидные выделения между зернами карбоната.

Послерудные минеральные комплексы широко проявлены на верхних горизонтах месторождений и над урановорудными телами. Их развитие сопровождается разрушением и выносом урана из контуров первичных руд.

Урановорудный процесс парагенетически связан с наиболее поздним магматическим комплексом позднекаледонского орогенного этапа эволюции складчатой области, о чем кроме косвенных геологических данных свидетельствует изотопный возраст урановых минералов (360–340 млн. лет). Положение этих месторождений в геологических формациях, слагающих нижний структурный ярус, обусловлено дорудным воздыманием и эрозией геоантиклинальных блоков фанерозойских складчатых областей. Несмотря на относительно широкий общий вертикальный размах оруденения – 1000 м, – основная часть

промышленных запасов урана (около 80 %) сосредоточена в близповерхностных частях месторождений до глубины 300 м. Многие исследователи объясняют это перераспределением урана в связи с формированием площадных и линейных кор выветривания, а также возможным смещением термальных и грунтовых вод.

5.8.2. Месторождения в субвулканических интрузивах

Вулканические аппараты и субвулканические интрузии контролируются сквозными и скрытыми крупными разломами, узлами их пересечения или изгибами по простиранию и падению.

Сквозные разломы пересекают породы вулканотектонических депрессий и фундамента, амплитуды вертикальных перемещений вдоль них составляют первые сотни метров. В плане эти разломы имеют дугообразную или прямолинейную форму. Они играют важную роль проницаемых зон, вдоль которых внедряются магмы и формируются вулканические аппараты.

Скрытые разломы отчетливо выражены в складчатом цоколе вулканических построек, под покровами вулканогенно-осадочных отложений. В вулканогенных толщах эти разломы представлены зонами мелкой трещиноватости и поздними дайками среднего и основного состава, реже субвулканическими интрузиями. Значительных вертикальных перемещений пород вдоль них не установлено.

Вулканические аппараты бывают линейного и центрального типов. В верхней части вулканических аппаратов наблюдаются породы экструзивной фации, а в нижних – жерловой. Кислые лавы вулканических аппаратов центрального типа слагают вулканические некки и экструзивные купола, которые на многих молибден-урановых месторождениях являются рудовмещающими телами (рис. 53).

На месторождениях в субвулканических штокообразных, трещинных и других интрузиях, как и в вулканических некках, локализация уранового оруденения определяется формой субвулканических интрузивных тел и особенностями проявления контракционных и наложенных тектонических трещин (рис. 54). Значительная интенсивность наложенной трещиноватости объясняется физико-механическими свойствами хрупких пород некков и субвулканических интрузий, которые, как правило, прорывают более пластичные слоистые вулканогенно-осадочные толщи.

Рудные тела рассматриваемых месторождений имеют разнообразную форму. Даже в пределах одного месторождения встречается несколько структурно-морфологических типов рудных тел, но все они характеризуются штокверковым внутренним строением, реже формируют пространственно сближенные жильные тела.

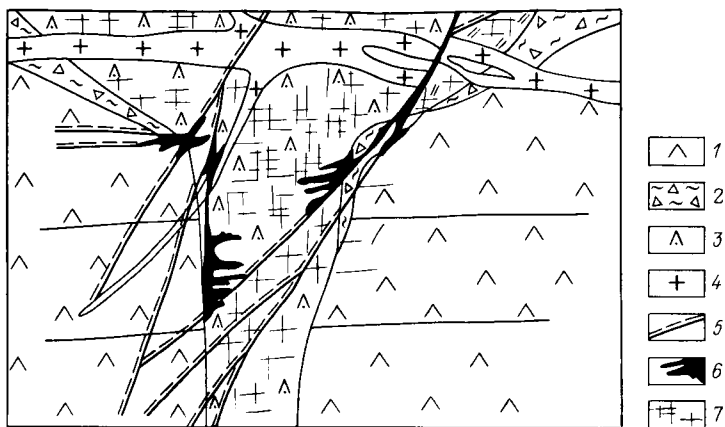


Рис. 53. Положение рудных тел в некке фельзитов. По И.С. Модникову:
1 – эффузивные фельзит-порфиры; 2 – эруптивные брекчи фельзитов некка; 3 – экструзивно-жерловые фации фельзитов; 4 – гранит-порфиры; 5 – разрывные нарушения; 6 – рудные тела; 7 – участки повышенной трещиноватости

Среди рудных штокверков преобладают следующие типы:

- 1) крутопадающие линзо- и столбообразные;
- 2) пологозалегающие линзообразные;
- 3) линейные, различно ориентированные в пространстве.

Рудовмещающие экструзивно-жерловые и интрузивные субвулканические тела часто имеют неоднородное строение. Они прорываются эксплозивными брекчиями трубообразной и жильной формы, по их периферии развиты зоны эруптивной брекчи, массивные и флюидалные кислые лавы прорываются лавобрекчиями. В этих случаях рудные тела часто локализуются вдоль контактов разнородных пород, нарушенных зонами трещин или разломов; пространственным положением этих контактов и определяются условия залегания и морфология рудных тел.

В массивных вулканических телах широко распространены линейные штокверки (рис. 55). Рудам свойственны прожилково-вкрапленные текстуры; отдельные жилы наблюдаются в пределах штокверка и по его периферии.

В экструзивных куполах, некках и субвулканических интрузиях установлены многочисленные трещины двух генетических групп. К первой группе относятся трещины, возникшие на стадиях становления и кристаллизации вулканического тела. Это контракционные или компенсационные трещины отрыва. Они очень часто являются рудолокализирующими в зоне влияния рудоподводящего разлома. Вторая

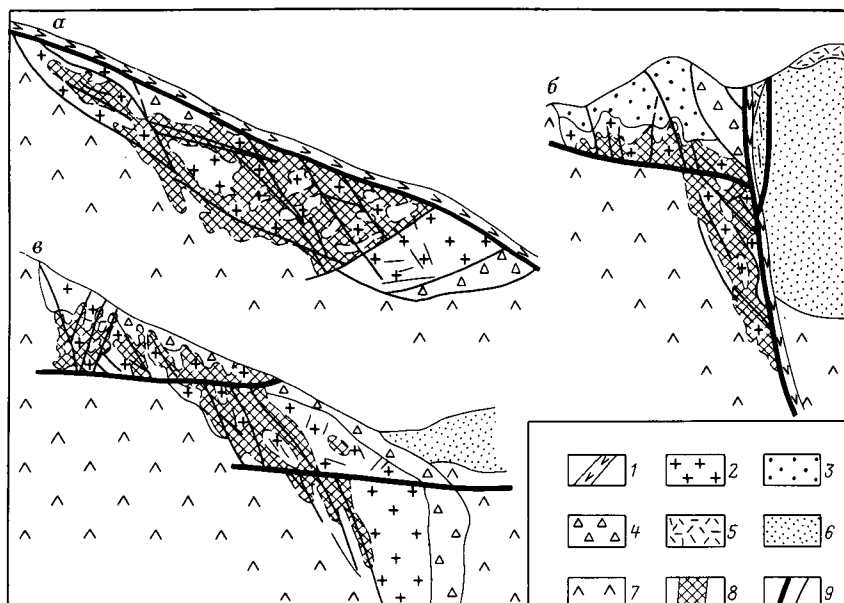


Рис. 54. Положение молибден-урановых штоков в сложном субвулканическом интрузиве:

а — план, *б* — поперечный, *в* — продольный разрез. По Е.П. Сонюшкину:

1 — лампрофиры; 2 — граносиенит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — лавобрекчии липаритов; 5 — пепловые туфы; 6 — туфы и туфогенные песчаники; 7 — андезитовые порфириты и их туфы; 8 — рудные штоки; 9 — тектонические разрывы

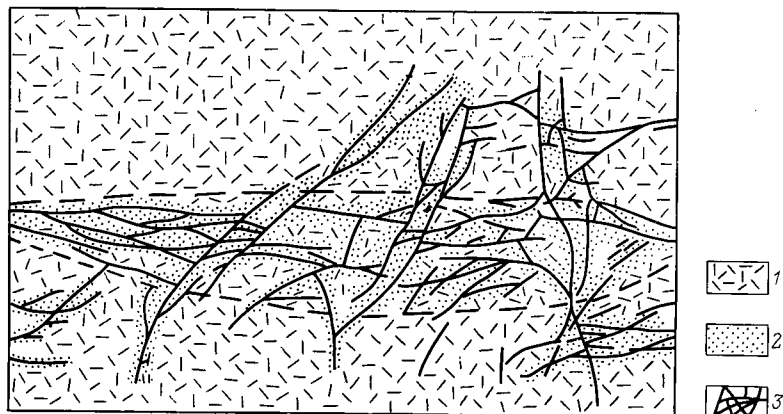


Рис. 55. Строение линейного штока в массивных фельзитах экструзива (план):
1 — фельзиты; 2 — вкрапленное оруденение; 3 — минерализованные рудные трещины

группа – наложенные тектонические нарушения, образовавшиеся после кристаллизации вулканических тел и подновлявшиеся в предрудное время и в процессе рудогенеза. Это рудоподводящие разломы, крупные трещины и зоны мелкой трещиноватости, которые особенно интенсивно развивались в телах повышенной хрупкости; в этом проявляется литологический контроль рудолокализации.

Опыт изучения месторождений показал, что важную рудолокализирующую роль играют пологозалегающие разломы и сопровождающие их зоны трещиноватости, а также участки сочленения их с крутопадающими разрывными нарушениями. В пределах основных рудоконтролирующих разломов плотность трещиноватости очень высокая. Мелкие трещинки штокверка заполнены короткими извилистыми прожилками и гнездовидными скоплениями урановых минералов с молибденитом и другими рудными минералами. На участках сгущения трещин или пересечения разноориентированных зон трещиноватости сеть подобных рудных прожилков сгущается, обломки пород дезориентируются, возникают брекчиевидные текстуры руд. Такие участки в рудных телах характеризуются наиболее богатыми содержаниями урана, здесь образуются рудные столбы.

По мере удаления от основных рудоконтролирующих разломов плотность рудовмещающих трещин постепенно снижается. Сначала большая часть трещин ориентирована почти параллельно основному разлому, потом появляются трещины нескольких систем, несущих оруденение. Для этих участков характерны прожилково-вкрапленные текстуры руд с рядовыми содержаниями урана.

На более значительном расстоянии от центра рудолокализации преобладает тонковкрапленное рассеянное оруденение. Тектурный рисунок таких руд и размеры агрегатов рудных минералов часто зависят от первичной текстуры вмещающей породы: флюидальной, сферолитовой, лавобрекчиевой или какой-либо другой. Руды бедные. Контуры рудных тел определяются только по результатам опробования.

По составу руд месторождения относятся к комплексным молибденурановым. В процессе минералообразования выделяются четыре стадии: 1) кварц-анкерит-сульфидная; 2) молибденит-настурановая; 3) кварц-флюорит-кальцитовая; 4) кварц-диккитовая.

Образованию выделенных минеральных комплексов предшествовала безрезитизация вмещающих пород, проявленная на значительно больших площадях, чем области развития жил, прожилков, гнезд и вкрапленности рудных минералов. Не всегда наблюдается приуроченность урановорудных тел к максимально измененным породам, что свидетельствует о различии в химизме процесса безрезитизации и уранового рудообразования и о разрыве во времени их формирования.

В первую дорудную стадию минералообразования возникают кварц-анкеритовые прожилки и жилы со сфалеритом, галенитом, пиритом, арсенопиритом и другими сульфидами. Основные запасы урановых руд связаны со второй – рудной стадией. Ведущими минералами являются настуран, коффинит, молибденит и галенит в ассоциации с хлоритом и кальцитом.

В рудах многих месторождений отмечается прямая корреляционная зависимость между содержанием урана и молибдена. Сульфиды молибдена (молибденит, иордизит, фемолит) наблюдаются в виде мелких пластинок между почками и сферолитами настурана и в агрегатах с коффинитом. Они также слагают совместные колломорфные зональные агрегаты с настураном. Послерудные стадии проявились в формировании кварцевых, кальцитовых, баритовых и флюоритовых жил и прожилков с небольшими включениями сульфидов. В них встречаются мелкие выделения регенерированного настурана.

Намечается определенная зональность в пространственном размещении минеральных комплексов. На относительно больших глубинах интенсивно проявлены процессы березитизации и преобладают дорудные минеральные комплексы. По мере приближения к поверхности и на флангах более отчетливо выражены альбитизация, хлоритизация и карбонатизация вмещающих пород, сопровождающие урановорудные и послерудные минеральные комплексы.

Для месторождений этой группы характерна пространственная связь с близповерхностными интрузивами, neckами, трубками взрыва кислых пород, сформировавшимися на завершающей стадии орогенного развития складчатых областей. Гидротермальная деятельность проявилась после полной консолидации приповерхностных магматических очагов континентального вулканизма. Возможным источником тяжелых металлов, урана и фтора могли быть глубинные магматогенные очаги. Зоны крупных сквозных и скрытых разломов способствовали поступлению гидротермальных растворов в близповерхностные поля разгрузки.

По совокупности геологических наблюдений установлено, что рудоотложение происходило под покровом вулканических пород в интервале глубин 1500–2500 м от поверхности при температурах от 270 до 110 °C.

5.8.3. Месторождения в сложных слоистых покровах вулканических депрессий

Урановые месторождения в слоистых толщах вулканических депрессий существенно отличаются по геологическому строению и условиям локализации оруденения от месторождений в субвулканических

интрузивах. Они приурочены к вулканическим кальдерам, кальдеро-купольным структурам, вулcano-тектоническим депрессиям бескальдерного типа. Геологическая структура месторождений и условия локализации оруденения в значительной степени зависят от литологических особенностей пород, слагающих рудоносные блоки депрессий, особенно от их физико-механических свойств в сочетании с локальными проявлениями разрывных нарушений. Геология месторождений этого типа описана Б.М. Сельцовым, В.Л. Барсуковым, Н.П. Лаверовым и др.

Наиболее благоприятными для урановых месторождений являются вулканические кальдеры обрушения, приуроченные к зонам крупных разломов на древних жестких блоках орогенных сводов. Обычно они ограничиваются крупными кольцевыми разломами, по которым внедрялись дугообразные субвулканические интрузии кислых пород. Фундамент кальдер сложен древними гранитами. Слоистые толщи эффузивных, пирокластических и осадочных пород полого залегают с падением к центру кальдеры, местами осложненной локальными прогибами второго порядка и куполовидными поднятиями. Урановорудные поля, связанные с вулканическими кальдерами подобного типа, располагаются в их внутренних частях и лишь отдельные месторождения контролируются краевыми кольцевыми разломами. Слоистые осадочно-вулканогенные породы представлены туффитами, туфогенными песчаниками и агломератами, а рудовмещающие – игнимбритами, туфами и туфобрекчиями липаритов. Возраст вулканогенной толщи – поздний палеозой.

В пределах депрессий распространены секущие субвулканические дайки и одиночные лакколитоподобные небольшие тела кварцевых порфиров, фельзит-, гранит- и гранодиорит-порфиров. Дайки образуют протяженные пояса, выходящие за пределы депрессий.

Месторождения во внутренних частях обособленных тектонических блоков пространственно тяготеют к зонам скрытых разломов. В плотных лавах и игнимбритах последние проявлены в виде отдельных маломощных просечек, а в менее прочных вулканитах – отчетливо в виде зон дробления. Оруденение развивается преимущественно в благоприятных пирокластических породах с относительно высокой пористостью и низкими прочностными свойствами.

В некоторых районах строение остаточной вулканической депрессии бывает осложнено экструзивными куполами лав кислого состава, внедрившимися в местах пересечения линейных разломов в центральной части депрессии. Одно из месторождений приурочено к вулканогенно-осадочной толще, перекрывающей вулканический купол липаритов. Его внутренняя часть сложена кислыми лавами, а перекрывающая толща резко анизотропна по составу и содержит осадочные песча-

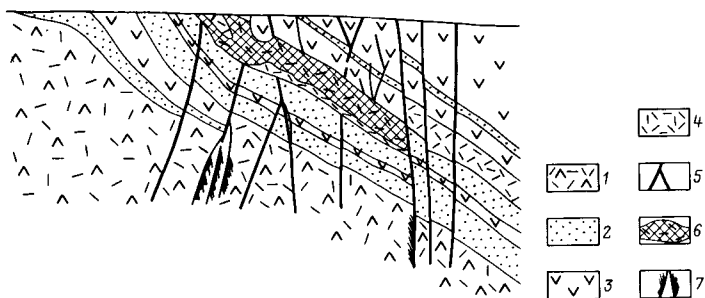


Рис. 56. Геологический разрез молибден-уранового месторождения на склоне экстрозивного купола. По Б.М. Сельцову:

1 — липариты экстрозивного купола; 2 — песчаники и туфопесчаники; 3 — андезитовые порфириды и их туфы; 4 — сферолитовые игнимбриты фельзитов; 5 — разрывные нарушения; 6 — стратиформные рудные штокверки; 7 — крутопадающие жилы и жилоподобные штокверки

ники, туфопесчаники, андезитовые лавы и спекшиеся туфы — игнимбриты. Суммарная мощность этих образований 0,5–1 км.

На месторождениях выделяется три структурно-морфологических типа рудных тел: 1) пластообразные залежи прожилково-вкрапленных руд; 2) линейные штокверки; 3) жильные рудные тела. Основные промышленные руды представлены пластообразными и линейными штокверками.

Стратиформные рудные тела локализованы в горизонтах сферолитовых игнимбритов и литокластических туфов кислых пород, которые, переслаиваясь с андезитовыми порфиритами, туфами и песчаниками, перекрывают куполовидный экстрозив липаритов (рис. 56).

Среди слоистых пород внешней части купола развиты сложные по морфологии стратиформные штокверковые залежи богатых прожилково-вкрапленных руд. Для рудовмещающих игнимбритов характерна зональность: в краевых частях залежей это плотные туфы, а в центральных — сферолитовые игнимбриты с флюидалной основной массой. Обогащенные ураном участки (рудные столбы) расположены в блоках наибольшей трещиноватости: между крупными крутопадающими разрывами и вдоль пологих тектонических нарушений, а также на участках перегибов пласта игнимбритов по падению и простиранию. Урановорудная минерализация представлена прожилками в игнимбритах, разрушенных мелкой трещиноватостью. Характерны прожилково-вкрапленные и пятнисто-полосчатые текстуры руды.

Рудовмещающие игнимбриты отличаются от всех других пород более высокой эффективной пористостью (3,2 % против 1–2 % для других пород разреза), что обусловлено высокой микротрещинова-

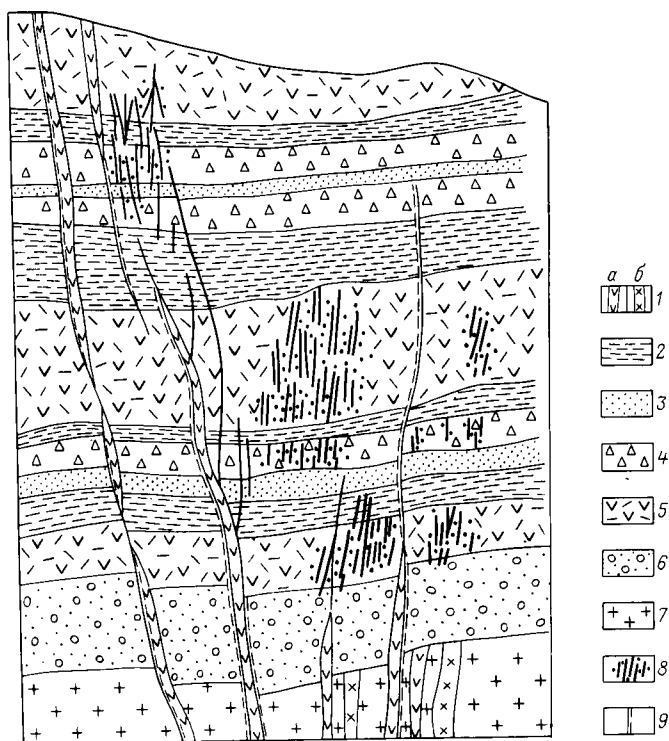


Рис. 57. Геологический разрез рудоносной зоны в слоистой толще пирокластических пород. По Е.П. Сонюшкину:

1 — дайки кварцевых порфиров (а) и фельзитов (б); 2 — полосчатые липариты; 3 — туфопесчаники, туфиты, агломераты; 4 — брекчии фельзитов и кварцевых порфиров; 5 — туфы фельзитов, кварцевых порфиров; 6 — андезитодациты и их брекчии; 7 — граниты фундамента; 8 — урановорудные штокверки; 9 — разрывные нарушения

тостью игнимбритов. Средняя мощность рудовмещающего горизонта 10–15 м.

Жилообразные рудные тела размещаются в крутопадающих зонах дробления внутри монокристаллических пород экструзива — верхней части вулканического аппарата центрального типа. Эти рудные тела представлены бедными рудами, которые имеют подчиненное промышленное значение.

Линейные штокверки и отдельные жилы локализованы в слоистой толще пирокластических пород в пределах рудоносной крутопадающей зоны (рис. 57). Основные рудные тела располагаются над скрытыми субвулканическими дайками. Положение оруденения в

вертикальном разрезе определяется прежде всего литологическим составом вмещающих пород. Руды тяготеют к породам с большой эффективной пористостью (более 10 %) и высокой проницаемостью. К водопроницаемым коллекторам относятся горизонты туфов, брекчий и игнимбритов. Слабо проницаемы лавы фельзитов и андезитов, горизонты лаваагломератов и песчаников, а также гранитоиды, слагающие фундамент депрессии. Их пористость не превышает 0,5–1 %.

Исследования физико-механических свойств пород показали, что рудолокализирующие породы обладают пониженной прочностью на сжатие, их удельная трещиноватость в 5–7 раз выше, чем в безрудных породах. Все это обусловило многоярусность проявления оруденения в пределах рудоносной зоны и локализацию урановородных тел в "продуктивных" горизонтах.

По минеральному составу выделяют два типа руд: малосульфидные настурановые и сульфидно-настурановые. Малосульфидные руды, преобладающие в рудных телах жильного типа, образованы кварц-настурановым агрегатом. В них отмечается коффинит, но он имеет подчиненное значение. Количество сульфидов – молибденита, пирита и галенита – невелико.

В сульфидно-настурановых рудах, слагающих штокверки, настуран встречается в тесном взаимопрорастании с галенитом и молибденитом. Другие сульфиды представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, марказитом и блеклой рудой.

В процессе минералообразования выделяют три стадии: 1) кварц-флюоритовую; 2) настурановую; 3) кальцит-флюоритовую.

Формирование минералов предрудной стадии сопровождалось изменениями вмещающих пород. Ширина ореола во многом определялась эффективной пористостью пород и изменялась от нескольких сантиметров до десятков метров. В составе новообразованных минералов преобладают кварц, серицит и пирит, что соответствует формации березитов. Жилы и прожилки сложены флюоритом, кальцитом, баритом с выделениями галенита.

В рудную стадию сформировались настурановые и галенит-молибденит-настурановые жилы, прожилки и вкрапленность урановых минералов с галенитом и пиритом. В зависимости от физико-механических свойств пород и интенсивности тектонических движений проявлены брекчиевидные, прожилковые и вкрапленные текстуры руд. Малосульфидные руды преобладают в верхних частях месторождений, с глубиной возрастает доля сульфидов. Главным урановым минералом является настуран, он отлагается в виде крупных почек, а галенит, молибденит и другие сульфиды заполняют межпочечное пространство или трещинки в настуране. Коффинит тоже отмечен в рудах, но встречается редко.

Около настурановых и настуран-сульфидных жил и прожилков возникают ореолы измененных пород сложного состава. В ближайшей околорудной зоне главную роль играют альбит, хлорит и кальцит; по мере удаления от нее выделяются зоны аргиллизации (каолинит и монтмориллонит) и покраснения (гётит, гидрогётит и гематит). Ширина ореола измененных пород достигает 1 м. Наиболее отчетливо такие изменения проявлены на глубоких горизонтах месторождений около линейных штокверков. При приближении к поверхности интенсивность околорудных изменений уменьшается и на самых верхних горизонтах сохраняется лишь незначительный ореол гематитизации.

В послерудную стадию образованы карбонатные, флюорит-баритовые и сульфидные жилы и прожилки. В кальцитовых прожилках встречаются небольшие скопления регенерированного настурана.

Выявлены некоторые закономерности пространственного размещения минеральных комплексов. В направлениях к поверхности и флангам месторождений отмечена смена минералов ранних стадий минерализации более поздними.

Рассмотренные особенности зональности и морфологии рудных тел, минерального состава и метасоматических изменений свидетельствуют об уменьшении интенсивности процесса минералообразования вверх по восстанию рудоносной зоны, т. е. в направлении предполагаемого движения восходящего потока минерализованных растворов – от основания депрессий к поверхности.

По генезису месторождения данной группы следует относить к гидротермальным вулканогенным. По совокупности геологических наблюдений с учетом данных изотопных анализов урановых руд и магматических комплексов установлен незначительный разрыв во времени между вулканической деятельностью, внедрением поздних даек и формированием урановых руд, происходившем в близповерхностных условиях в интервале глубин от 300 до 1000 м от поверхности того времени.

Температуры образования различных минеральных комплексов от ранних к поздним изменялись от 340 до 180 °С.

Исследователи, изучавшие эти месторождения, считают, что в рудообразовании принимали участие вадозные воды палеоартезианской системы депрессии. Источником урановых руд кроме магматогенного могли быть породы, окружающие депрессию, и отдельные водопроницаемые горизонты туфов, выполняющие ее.

Несмотря на некоторые различия в геологическом строении трех выделенных групп урановых месторождений молибден-урановой формации их объединяет общность условий формирования.

По мере приближения к поверхности интенсивность околорудных изменений уменьшается. В околожилльной метасоматической колонке

исчезают внутренние и промежуточные зоны, и на самых верхних горизонтах сохраняется лишь незначительный ореол гематитизации.

Урановые руды образованы кварц-настурановым агрегатом с небольшим количеством молибденита, пирита, галенита и других сульфидов. Из жильных послерудных минералов присутствуют анкерит, кальцит, которые имеют незначительное распространение.

Все группы молибден-урановых месторождений относятся к классу гидротермальных постмагматических, характеризующихся устойчивой пространственной связью с континентальным вулканизмом позднеорогенных магматических формаций (гранит-липаритовой, андезит-липаритовой), представленных интрузивно-вулканическими комплексами пород. Устанавливается также парагенетическая связь гидротермальных рудоносных растворов с проявлением вулканогенного магматизма. Урановорудный гидротермальный процесс относится к завершающему этапу постмагматической гидротермальной деятельности. По данным изотопных определений возраста, он оторван от становления последних магматических образований на первые десятки миллионов лет. Самыми близкими по возрасту к оруденению являются дайки среднего и основного состава.

Формирование месторождений молибден-урановой формации происходило в приповерхностных условиях и на умеренных глубинах. Так, глубина образования месторождений в осадочных породах складчатых геосинклинальных комплексов, а также в массивных породах экстррузивных, жерловых и субвулканических фаций составляет 500–1000 м при вертикальном размахе урановорудных тел до 1000 м. Еще ближе к поверхности накапливались руды месторождений, залегающих в слоистых толщах эффузивов и осадочных пород. Для них характерна глубина 400–500 м от дневной поверхности, при вертикальном размахе – 500–700 м.

Расчеты показывают, что литостатическое давление при отложении урановорудных минеральных ассоциаций составляет $(160-375) \times 10^5$ Па, а гидростатическое – $(80-150) \cdot 10^5$ Па.

Гидротермальный процесс проходил многостадийно и пульсационно. Предрудные стадии метасоматического изменения пород, представленные березитизацией, протекали при 330–250 °C и pH = 3,3 – 5,5. Минералы урановорудной стадии формировались при температурах, близких к 200 °C, а послерудные жильные минеральные ассоциации – при 150–60 °C.

По поводу возможного источника урана пока что не существует единого мнения. Однако большинство исследователей связывают урановый рудогенез с магматическими внутрикоровыми очагами, существовавшими в орогенный послегеосинклинальный период развития провинций. Это подтверждается наличием характерных

семейств гидротермальных урановых месторождений, образующих единые формационные ряды, близостью по времени основных эпох уранового рудогенеза и самых поздних орогенных магматических формаций, приуроченностью месторождений урана к крупным магмовыводящим разломам в земной коре, контролирующим положение вулканов, гипабиссальных интрузивов и зон интенсивного метасоматоза. Рудные тела обычно залегают внутри зон метасоматитов и их положение определяется локальными структурами более высоких порядков. Отмечена также близость геохимической специализации наиболее поздних магматических комплексов и урановых руд (повышение концентрации Р, V, Мо, Ве, Sr или Ве, Zn, V, Мо, Pb).

В последние годы приводится все больше фактов, указывающих на возможность заимствования урана, а также щелочей, щелочноземельных элементов, серы, никеля, кобальта и других компонентов из вмещающих пород. Это подтверждается близостью изотопного состава серы и свинца руд и вмещающих пород, составом газово-жидких включений, некоторыми закономерностями пространственного размещения урановорудных скоплений.

5.9. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТ-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЯХ

Геологическая характеристика месторождений и их положения в районе приводится по материалам, опубликованным в работах Ф.И. Вольфсона, В.И. Казанского, Н.П. Лаверова, И.С. Модникова, И.В. Мельникова и других исследователей.

Рассматриваемые месторождения имеют важное промышленное значение. Они залегают в сложном комплексе пород андезит-липаритовой формации континентального мезозойского вулканизма в областях тектоно-магматической активизации. Мезозойская тектоно-магматическая активизация наложилась на геосинклинально-складчатую область, консолидированную в раннем палеозое. Месторождения приурочены к вулcano-тектонической депрессии кальдерного типа (депрессии проседания). Периферия депрессии ограничена дугообразными разломами кальдеры, которые определяют границы площади рудного поля.

В стратиграфическом разрезе выделяется два структурных этажа. Нижний сложен гнейсовидными крупно- и среднезернистыми гранитами с ксенолитами древних кристаллических сланцев и мраморизованных известняков (рис. 58). Фундамент претерпел длительную эволюцию, завершившуюся формированием интрагеоантиклинального поднятия в раннем палеозое.

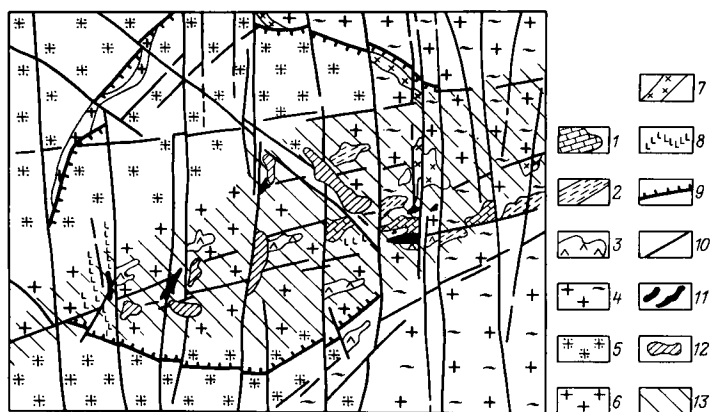


Рис. 58. Геолого-структурная схема фундамента рудоносной тектоно-вулканической депрессии. По И.С. Модникову.

1–3 — ксенолиты кристаллических пород в апикальной части гранитоидного массива: 1 — доломитизированных известняков, 2 — кристаллических сланцев, 3 — амфиболитов; 4–7 — гранитоиды: 4 — гранитогнейсы, 5–6 — граниты (5 — биотитовые, 6 — средне-мелкозернистые лейкократовые), 7 — дайкообразные субвулканические тела; 8 — дайки основного состава; 9–10 — разломы: 9 — кольцевые, 10 — крутопадающие линейные; 11 — урановорудные скопления в породах фундамента; 12 — проекция на кровлю фундамента рудных скоплений в вулканогенно-осадочном чехле; 13 — зона максимальной радиогеохимической дифференциации пород фундамента

Основными особенностями состава фундамента являются гетерогенность и разновозрастность слагающих его пород, проявленность метасоматических, палингенно-анатектических и интрузивных форм гранитообразования, заметная роль продуктов длительного и многоэтапного процесса кремнещелочного метасоматоза. Этот процесс сопровождался выносом кальция, магния и железа, привносом кремнезема, калия и натрия. Максимальной калишпатизации породы фундамента подвергались в связи с позднепалеозойским гранитообразованием. Наибольшая интенсивность процессов кремнещелочного метасоматоза отмечается вдоль зон крупных разломов. Длительный кремнещелочной метасоматоз в породах фундамента сопровождался привносом урана и повышением его содержания в измененных гранитах до $6,9 \cdot 10^{-4} \%$.

Верхний структурный этаж представлен чехлом осадочно-вулканических пород, разрезы которых наиболее полно сохранились в кальдерных депрессиях. Породы залегают почти горизонтально или полого наклонены к центру депрессий. В их строении выделяются две толщи, отвечающие двум циклам вулканизма мезозойской магматической активизации.

В основании нижней толщи наблюдаются грубообломочные базальные конгломераты и гравелиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Выше развиты мощные стратифицированные тела базальтов, андезитобазальтов, покровы трахидацитов и их игнибритов. Эффузивы чередуются с маломощными, но выдержанными горизонтами терригенных пород. Мощности покровов (базальтов, андезитов, дацитов) в пределах кальдерного прогиба изменяются в широких пределах (до полного выклинивания на отдельных участках), но суммарная мощность толщи выдержана и составляет первые сотни метров.

Породы верхней толщи с размывом залегают на породах нижней. Несогласие наиболее отчетливо выражено в центральной части депрессии. Разрез начинается терригенными осадочными породами и поздними базальтами, которые характеризуют начало второго цикла эффузивной деятельности. Вверх по разрезу основные эффузивы последовательно через горизонты осадочных пород и туфопесчаников сменяются дацитами и туфами дацитов. Завершается эффузивный разрез мощной пачкой монотонных флюидальных фельзитов. Наиболее значительные кларковые концентрации урана (до 15–20 г/т) отмечаются в самых молодых породах ультракислого состава. Мощность верхней толщи сопоставима с мощностью нижней и составляет также несколько сотен метров.

Заканчивается процесс формирования вулканогенных пород рудного поля внедрением субвулканических интрузий граносиенитов, даек липаритов и андезитов. Рвущие субвулканические тела и экстрезивы залечивают в основном дугообразные разрывы на периферии кальдеры.

Анализ геологического строения и петрохимического состава пород осадочно-вулканогенного чехла депрессионных структур позволил сделать некоторые выводы об истории развития позднемезозойской тектоно-магматической активизации.

1. Осадочно-вулканогенные отложения образовались в континентальных условиях при вертикальных глыбовых перемещениях по разломам. Рудное поле характеризуется блоковым строением. В опущенных блоках сформировались полные разрезы, а в приподнятых – сокращенные. Дифференцированные движения блоков протекали синхронно отдельным фазам вулканизма, а направления движений менялись.

2. Тектоно-магматическая активизация проявилась в обновлении зон разломов, они достигли верхней мантии и послужили каналом для поступления в верхние горизонты магм основного состава, сопровождаемых мощными тепловыми потоками и флюидами. Под их влиянием вблизи разлома на глубине около 5 км возник внутрикоро-

вый магматический очаг – источник для поступления магм среднего и кислого состава. В результате магматической деятельности произошло проседание кровли и возникла кальдера, выполненная продуктами магматической деятельности: покровами лав кислого и основного состава, туфами и фельзитами.

Чередование в разрезе депрессий вулканогенных пород резко контрастного петрохимического состава, в совокупности образующих сложный гетерогенный разрез с многочисленными выдержанными по площади полимиктовыми терригенными породами, свидетельствует о смене исключительно активного тектонического режима на относительно спокойные периоды осадконакопления.

3. Вулканические покровы и рвущие тела формировались при прерывистом, но повторяющемся во времени действии как мантийных и глубинно-коровых, так и сиалических, внутрикоровых магматических очагов, так как в хорошо статифицированном разрезе наряду с эффузивами среднего и ультракислого состава неоднократно отмечаются покровы и дайкообразные тела оливиновых базальтов.

Различие литологического состава пород находит отражение в существенных отличиях их физико-механических свойств. Трахидациты и фельзиты отличаются от других эффузивов и качественно сходны между собой высокой эффективной пористостью (до 15 %) и склонностью к хрупким деформациям. Высокой первичной пористостью обладают и туфогенно-осадочные породы, но в отличие от эффузивов они более пластичны.

Рудное поле имеет мелкоблоковое строение и характеризуется наличием многочисленных разломов и зон мелкой трещиноватости. Все это обеспечило формирование в разных частях гетерогенного стратиграфического разреза областей повышенной проницаемости для разгрузки напорных гидротермальных систем в локальных структурных узлах пересечения разноориентированных разломов и сопряженных с ними зон повышенной трещиноватости. Закономерности локализации оруденения во многом определяются широким развитием разломов, которые по-разному проявлены в основании депрессии и среди осадочно-вулканогенных отложений.

Выделяются три основные группы разрывов. Первую представляют прямолинейные тектонические швы и системы сближенных трещин, которые унаследованы от разломов фундамента. Часть из них относится к сквозным разломам, так как над разломами в фундаменте они пересекают весь разрез осадочно-вулканогенных пород. Другие имеют по вертикали прерывистое строение. Это система трещин, отчетливо выраженных только в благоприятных для трещиноватости горизонтах пород. Они трассируют скрытые разломы фундамента. Узлы пересечений сквозных и скрытых разломов определяют наиболее благоприят-

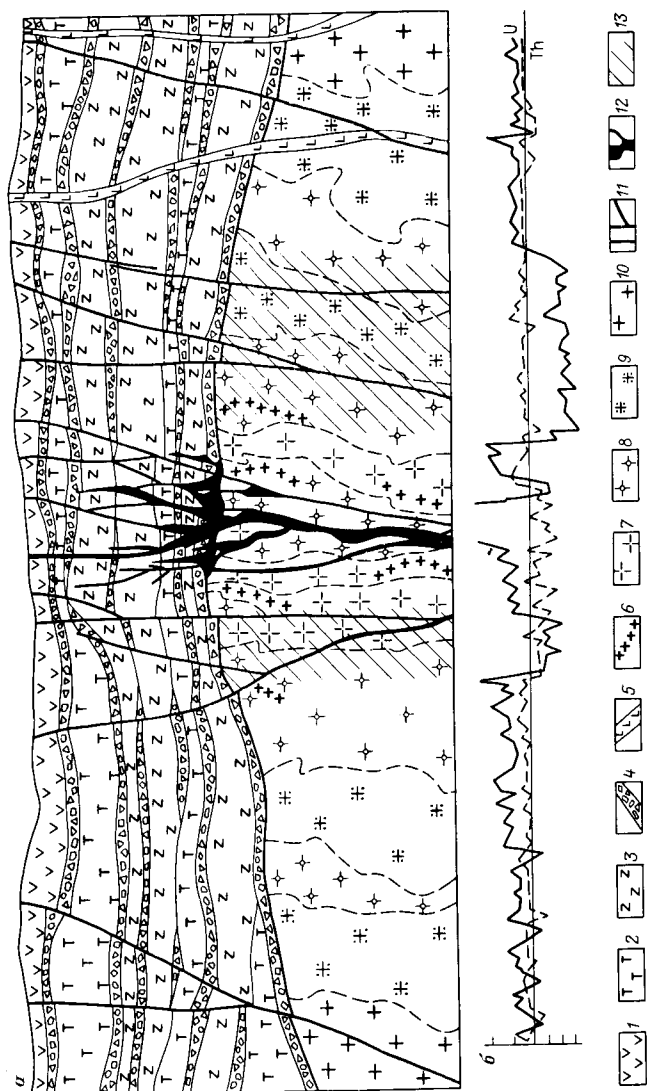


Рис. 59. Геологический разрез тектоно-вулканической депрессии (а) и графики распределения концентраций урана и тория в гранитоидах фундамента (б). По И.С. Модникову:
 1 — фельзиты; 2 — андезитобазальты; 3 — трахидициты; 4 — конгломераты, гравелиты и песчаники; 5 — дайки основного состава; 6-10 — гранитоиды: 6 — аплитовидные, 7 — пегматоидные, 8 — среднезернистые лейкокрастовые, 9 — порфирилобастовые биотитовые, 10 — гранито-гнейсы; 11 — разрывные нарушения; 12 — рудные тела; 13 — области пониженных содержаний урана

ные условия локализации оруденения. В гранитном цоколе (фундаменте) разломы проявлены более четко, сопровождаются швами милонитизации, брекчирования и зоной катаклазированных пород. В пределах разломов этой группы урановое оруденение локализуется не только в осадочно-вулканогенном чехле, но и в гранитах фундамента (рис. 59), и в ксенолитах древних пород.

Ко второй группе разрывов принадлежат межформационные пологопадающие нарушения. Они развиваются на контактах пород с разными механическими свойствами, наиболее часто между хрупкими эффузивными и пластичными осадочными и туфогенными породами. Эти разломы играют важную роль рудоподводящих каналов, существенно влияя на размещения рудных тел.

Третью группу образуют дуговые разломы, ограничивающие кальдеру. Они залечены поздними экструзивами, субвулканическими интрузиями, дайками кислых пород и очень редко вмещают рудные концентрации.

По условиям залегания, морфологии и внутреннему строению рудные тела могут быть объединены в три основных структурно-морфологических типа:

- 1) крутопадающие жилы и линзовидные тела;
- 2) линейные и уплощенные штокверки, имеющие в плане лентообразную форму;
- 3) пластообразные залежи.

Рудные тела жильного типа проявлены в верхних частях разреза эффузивно-осадочной толщи. На отдельных участках они формируют сближенные жильные системы сложного строения, переходящие в линейные штокверки. Крупные рудные тела линзовидной и жиллообразной формы, приуроченные к крутопадающим разрывным нарушениям, известны в породах фундамента — гранитах и ксенолитах известняков. На отдельных участках крутопадающих рудных тел наблюдаются раздувы мощностью до 70 м (рудные столбы), приуроченные к узлам сопряжения и пересечения рудовмещающей зоны с разрывами других направлений.

Линейные и уплощенные штокверки возникают в крутопадающих зонах дробления, секущих слоистую толщу осадочных и эффузивных пород. В горизонтах с благоприятными для трещинообразования механическими свойствами (особенно в трахидацитах и фельзитах) происходит резкое увеличение мощности зон повышенной трещиноватости. В разрезе рудный штокверк как бы вписывается в горизонты благоприятных пород, ограничиваясь по восстанию и падению пластами пород другого состава (рис. 60). В плане такие штокверки вытянуты по простиранию крутопадающих зон разрывов и по форме близки к широким лентам, часто занимающим пространство между системами

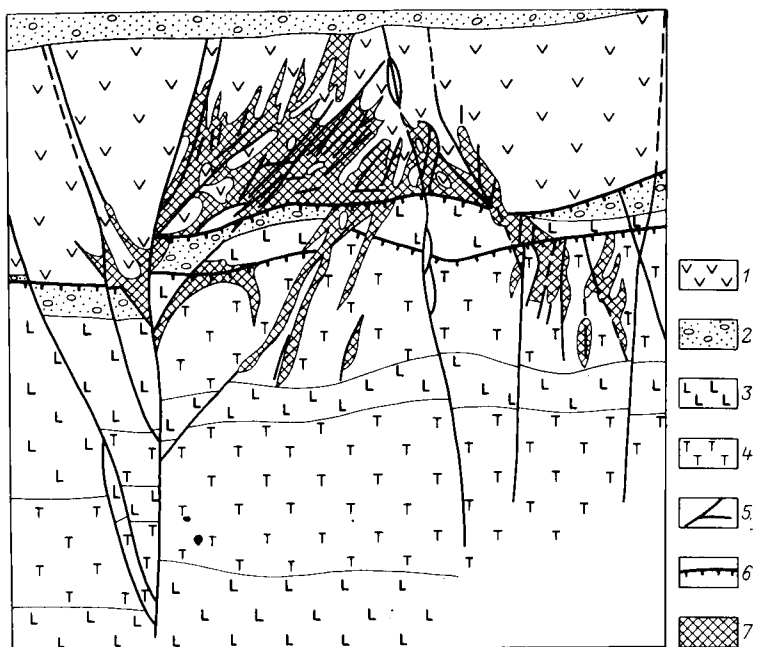


Рис. 60. Форма рудного тела в осадочно-вулканогенных породах верхнего структурного этажа. По В.И. Казанскому и Н.П. Лаврову:

1 — фельзиты; 2 — конгломераты; 3 — андезитобазальты; 4 — дациты; 5–6 — тектонические нарушения: 5 — крутопадающие, 6 — послойные; 7 — рудный штокверк

сближенных крутопадающих разрывов. Основные текстуры руд в штокверках — прожилковые, прожилково-вкрапленные и брекчиевые.

Пластообразные рудные залежи, приуроченные к горизонтам осадочных и туфогенно-осадочных пород, известны на различных стратиграфических уровнях разреза. Наиболее крупные тела установлены в туфогенных песчаниках и гравелитах под покровом кислых пород в верхних частях разреза и базальных горизонтах конгломератов, перекрывающих гранитоиды основания. Пластовая форма рудных залежей осложняется многочисленными апофизами по секущим крутопадающим разрывам. Наиболее высокие концентрации урана в пластовых залежах выявлены в участках, обогащенных обуглившимися растительными остатками или линзами бурых углей в сочетании с послойными разрывами в кровле и почве осадочных пород. Пластообразные рудные залежи сформировались одновременно с рудными штокверками и жилами.

Все рудные тела имеют сложное внутреннее строение: обогащенные участки чередуются с участками пустых пород и некондиционных руд. Контакты рудных тел с вмещающими породами нечеткие, определяются только по результатам опробования. Морфология рудных тел во многом зависит от показателей кондиций, принятых для их оконтуривания.

Обогащенные участки внутри рудных тел приурочены к изгибам по падению и простиранию рудовмещающих разрывов, узлам их расщепления, пересечения и сопряжения, к участкам пересечения крутопадающими нарушениями пластов с повышенной эффективной пористостью и прослоев осадочных пород, обогащенных углистыми остатками.

Процесс гидротермального минералообразования протекал в несколько стадий.

Дорудные метасоматические изменения пород происходили в две стадии: 1) карбонат-гидрослюдистую (аргиллизация); 2) кварц-альбитовую.

Аргиллизация развивалась вдоль линейных зон, вытянутых вдоль крутопадающих рудоконтролирующих разрывов и зон мелкой трещиноватости. В метасоматической колонке аргиллизитов выделяются три зоны: 1) внешняя, представленная карбонатно-гидрослюдистомонтмориллонитовой минеральной ассоциацией; 2) промежуточная – карбонатно-гидрослюдистая; 3) внутренняя – гидрослюдистая и гидрослюдисто-пирролизитовая.

Этот процесс сопровождался значительным привносом калия и проявился в образовании гидрослюд и смешанослойных силикатов гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. Калиевый метасоматоз сменился натриевым, приведшим к альбитизации пород фундамента и эффузивной толщи.

В процессе геологической эволюции отмечалась неоднократная смена во времени калиевого и натриевого метасоматоза. Натриевый метасоматоз более отчетливо выражен в породах фундамента, а кремниево-калиевый – в породах верхнего структурного этажа.

Блоки пород, претерпевшие лишь ранние преобразования в виде кремнещелочного метасоматоза, но не подвергшиеся низкотемпературным гидротермальным изменениям, не несут, как правило, промышленного оруденения. Наиболее важным предрудным и рудо-сопровождающим процессом явился натриевый метасоматоз, вызвавший альбитизацию пород. К участкам интенсивной альбитизации приурочены месторождения в фундаменте и многие месторождения в породах верхнего структурного этажа.

Мощность ореолов аргиллизации и альбитизации зависит от степе-

ни нарушенности пород, интенсивности проявления гидротермального процесса.

По данным И.В. Мельникова, жильные и рудные минералы отлагались в три стадии: 1) кварц-карбонат-сульфидную; 2) иордизит-настурановую (рудную) и 3) карбонат-флюоритовую. Кроме настурана в рудах распространены коффинит и браннерит.

Завершают гидротермальный процесс кварц-флюоритовые, анкеритовые и кальцитовые жилы и прожилки, нередко образующие внутрижильные брекчии по жилам урановорудной стадии.

В пространственном размещении минеральных комплексов наблюдается зональность. В вертикальном разрезе можно выделить три уровня. В пределах верхнего стратиграфического уровня, соответствующего развитию фельзитов, преобладает ассоциация настурана с иордизитом. Молибден присутствует в промышленных концентрациях. Отмечается повышенное содержание бериллия, представленного берtrandитом. С мелкозернистым кварцем ассоциируют пирит, серицит, анатаз и гематит. Широко распространены флюоритовые жилы послерудной стадии. Зона окисления проявлена незначительно: встречаются урановые черни, уранофан, отенит, ильземанит – водный оксид молибдена, гидроксиды железа и марганца.

На среднем стратиграфическом уровне, в горизонтах трахидацитов, в ассоциации с настураном находятся альбит и браннерит, сосредоточенные преимущественно по периферии основных урановорудных тел. Здесь широко представлены также ассоциации нескольких генераций криптокварца с пиритом, марказитом и арсенопиритом.

Нижние горизонты месторождений соответствуют гранитоидному основанию, где преобладают браннерит-коффинитовые руды в хлорит-альбитовых метасоматитах.

Латеральная зональность выражена тем, что в центральных частях месторождений развиты минеральные ассоциации настурана с молибденитом (иордизитом), а по периферии большим распространением пользуются ассоциации настурана с кварцем и жилы послерудной стадии.

Модельный возраст урановых руд, определенный по настуранам уран-свинцовым методом, составляет 140 ± 10 млн. лет и оказывается близким к возрасту самых поздних вулканических тел позднемезозойского магматизма. Это позволяет связать промышленные концентрации урана с потствулканической гидротермальной деятельностью, закономерно проявившейся во многих палеовулканических районах.

Рудоотложение в депрессии происходило в приповерхностных условиях – на глубинах от 300 до 1500 м от поверхности. Температура рудогенерирующих растворов на ранних стадиях минералообразования была близкой к 350–300 °С. В период рудной стадии она составляла 200–150 °С, а в послерудную – 150–80 °С.

В вопросе об источнике урана весьма обоснованы представления И.С. Модникова и соавторов, которые считают, что при движении рудоносных углекислых фторсодержащих флюидов к областям рудоотложения они обогащались ураном за счет мобилизации его из гранитоидов фундамента.

В пределах зон развития палингенных гранитоидов и древних метасоматических изменений в породах фундамента проявляется наиболее контрастно выраженная радиогеохимическая дифференциация, обусловленная наличием многочисленных локальных зон обогащения ураном среди широко распространенных областей его выноса (см. рис. 59). Фоновые концентрации урана в гранитогнейсах и порфиробластовых гранитах высокие. Они составляют 10 г/т и более при значительной доле урана (до 65 %) в легкоподвижной форме.

Таким образом, возможность формирования высокопродуктивного оруденения в наложенных депрессиях областей тектоно-магматической активизации определялась следующими факторами:

- 1) телескопированием палеовулканических центров тектоно-магматической активизации и разновременных магматических и метасоматических процессов, предопределивших благоприятную геохимическую специализацию и рудометасоматическую подготовку гранитоидов фундамента, значительно отстоящих во времени от формирования осадочно-вулканогенного чехла и последующего рудогенеза;

- 2) активизацией в предрудное время глубиннокоровых и мантийных магматических очагов, стимулировавших появление мощных тепловых потоков и флюидов, обогащенных щелочными металлами (K , Na) и летучими компонентами (CO_2 , Cl , F , CO), способных выщелачивать уран из окружающих пород и транспортировать к областям рудоотложения;

- 3) наличием в области рудоотложения зон с высокой эффективной пористостью, обусловленной наложенной трещиноватостью или сингенетической пористостью, а также физико-геохимических барьеров, определявших выпадение полезных компонентов в устойчивых минеральных формах.

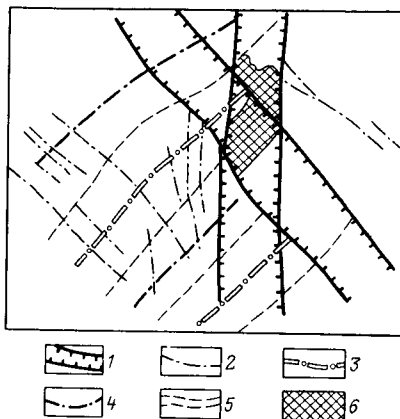
5.10. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ ("ЧЕРНЫХ") СЛАНЦАХ

Месторождения в углеродисто-кремнистых сланцах описаны в работах Р.В. Гецевой, А.А. Дерягина, Б.Л. Рыбалова, Н.А. Созинова и других геологов.

В углеродисто-кремнистых сланцах сосредоточены огромные запасы урана, но промышленные месторождения собственно урановых руд довольно редки и возникают при благоприятном сочетании страти-

Рис. 61. Положение рудного поля в тектонической схеме района:

1 — зоны глубинных разломов; 2 — разрывные нарушения; 3—4 — оси: 3 — синклиналей, 4 — антиклиналей; 5 — границы синклиналей и антиклиналей; 6 — рудное поле



графических, литологических, структурных, магматогенных и гидрогеологических факторов. Наибольший промышленный интерес представляют месторождения в геосинклинальных отложениях палеозойских складчатых областей в обрамлении срединных массивов.

В стратиграфическом разрезе таких рудных районов выделяют два структурных этажа: 1) геосинклинальный и орогенный ($O - P_1$); 2) платформенный ($P_2 - Q$); породы кристаллического фундамента не вскрыты. Общая мощность отложений геосинклинального структурного этажа составляет около 2000 м, платформенного — около 700 м.

Рудное поле приурочено к области пересечения двух крупных зон глубинных разломов (рис. 61). Это проявилось в интенсивной тектонической проработке вмещающих пород, образовании сложных складчатых деформаций, развитии надвигов и шарьяжей.

Характерной особенностью стратиграфического разреза является гетерогенность состава вмещающих толщ и наличие горизонта пород углеродистой формации с повышенным кларком урана — от 25 до 60 г/т. Среди пород продуктивной толщи, имеющей общую мощность около 450 м, снизу вверх выделяются:

1) известково-алевролитовые сланцы с пиритом верхнего ордовика, слабо водопроницаемые, контакт с ними представляет собой водупорную поверхность для растворов вышележащих толщ;

2) углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы нижнего силура с прослоями доломитов, хрупкие, водопроницаемые, с повышенной восстановительной емкостью;

3) кремнистые углеродсодержащие сланцы и известняки нижнего и среднего девона со средней водопроницаемостью.

Магматические породы представлены согласными и секущими дайками диабазов и лампрофиров. Они развиты в основном вдоль зон крупных разломов.

Все перечисленные разновидности пород существенно различаются по физико-механическим свойствам, содержанию органического вещества, урана, по восстановительной емкости. Наиболее резко среди всех остальных пород выделяются углеродисто-кремнистые сланцы – не только по повышенному кларку урана, но и по количеству органического углерода (8 %), общей серы (3 %), повышенному коэффициенту фильтрации (0,02–7 м/сут). Следствием этого является и их повышенная восстановительная емкость (более 100 мВ на фоне 40–50 мВ для остальных пород).

Все породы рудовмещающей толщи интенсивно деформированы в сложную систему антиклинальных и синклинальных складок, различных по форме, протяженности и степени дислоцированности. Преобладают два типа складок – линейные северо-восточного направления и куполовидные (брахиформные).

Разрывная тектоника проявлена в виде сложной системы нарушений двух основных направлений: крупных разломов северо-восточного простирания, согласных с общим направлением складчатых структур, и северо-западных, являющихся составными элементами крупной зоны глубинного разлома. Близширотные и близмеридиональные нарушения имеют подчиненное значение. Крупные тектонические зоны всех направлений сопровождаются системой мелких трещин, выполненных глиной трения, милонитом со слабой жильной минерализацией.

Наиболее интенсивно тектонически проработаны хрупкие углеродисто-кремнистые сланцы силура. В них наблюдаются трещины с жильным выполнением в виде кварца и карбоната. Менее трещиноваты известково-алевролитовые сланцы ордовика, углисто-глинистые сланцы и доломиты силура.

Разломы северо-восточного и северо-западного простираний являются региональными, прослеживаются на значительные расстояния, вдоль них развиты системы даек диабазов и лампрофиров. Крупные вертикальные подвижки по системе ортогональных разломов обусловили блоковое строение региона.

Близширотные нарушения прослеживаются по простиранию на 50–300 м; они выполнены милонитом, карбонатными и карбонат-баритовыми жилами. Близмеридиональные нарушения развиты на всей площади кулисообразно в виде широкой полосы повышенной трещиноватости. Выполнены они в основном милонитом, реже кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками.

Характерной формой разрывной тектоники являются пологозалегающие нарушения – надвиги. Их простирание близко к северо-западному, а углы падения не превышают 20°. Крупные перемещения по зонам надвигов обусловили сложное переслаивание продуктивных

толщ ордовика, силура и девона, привели в отдельных блоках к увеличению общей мощности продуктивной толщи. Амплитуды перемещений по зонам надвигов достигают 200–400 м.

Формирование складчатых структур неразрывно связано с образованием крупных до- и соскладчатых нарушений, которые контролируют положение отдельных грабен-синклиналей и приразломных синклиналей. Крупные секущие нарушения разграничивают крупные блоки, в пределах которых развиты различные по направлению и форме складчатые структуры с различной интенсивностью проявления мелких разрывных нарушений. В центральных частях и на крыльях купольных структур между отложениями ордовика и слоистой толщей силура развиты мощные межслоевые срывы, выше которых размещаются сложные запрокинутые и лежащие складки второго порядка, а в зоне самих нарушений среди углеродисто-кремнистых сланцев встречаются тектонические пластины пород ордовика. Все это определяет сложность тектонического строения площади рудного поля и отражается на особенностях пространственного положения и морфологии рудных тел.

Рудные тела имеют сложную форму и в зависимости от геотектонической позиции блока локализуются во всех выделенных литологических разностях пород: в породах ордовика, углеродисто-кремнистых сланцах силура, диабазах, девонских и силурийских известняках. Рудные тела стратиформного типа группируются в рудоносные зоны, представляющие собой область развития промышленного оруденения в каждой конкретной литологической разновидности вмещающих пород (рис. 62). Положение рудоносных зон достаточно строго контролируется благоприятным сочетанием складчатых и разрывных нарушений. Так, рудные тела тяготеют к глубоким синклинальным складкам, осложненным системой разрывных нарушений, и зонам крупных разрывных нарушений. Они располагаются в замковых частях складок и их крыльях (особенно часто в пологих). Благоприятны для локализации оруденения также области пересечения и сопряжения разноориентированных тектонических нарушений (рис. 63), зоны повышенной трещиноватости вдоль надвигов, области чередования пород различного литологического состава, тектонические чешуйчатые пластины пород ордовика, ограниченные зонами надвигов, в углеродисто-кремнистых сланцах силура (рис. 64). На контакте силурийских углеродисто-кремнистых и ордовикских известково-алевролитовых сланцев оруденение концентрируется в породах ордовика.

Сложная морфология и неоднородное внутреннее строение рудных тел обусловлены различной тектонической проработкой вмещающих пород. Контуры рудных тел нечеткие, устанавливаются только по результатам опробования, поэтому их морфология и внутреннее

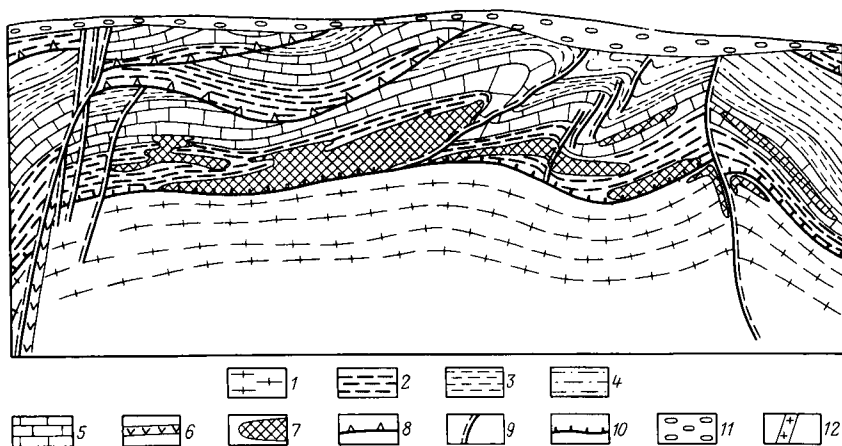


Рис. 62. Положение стратиформных рудных залежей в углеродисто-кремнистых сланцах в разрезе пород продуктивной толщи:

1–4 – сланцы: 1 – известково-алевролитовые, 2 – углеродисто-кремнистые, 3 – углеродисто-глинистые, 4 – слюдисто-глинистые; 5 – известняки и доломитовые известняки; 6 – диабазы; 7 – рудные залежи; 8 – надвиги; 9 – секущие крутопадающие тектонические нарушения; 10 – межслоевые срывы; 11 – четвертичные отложения; 12 – лампрофиды

строение во многом определяются показателями кондиций, принятых для оконтуривания и подсчета запасов. По морфологии рудные тела изменяются от пластообразных залежей до жил сложного строения. Разнообразие морфологических разновидностей обусловлено раз-

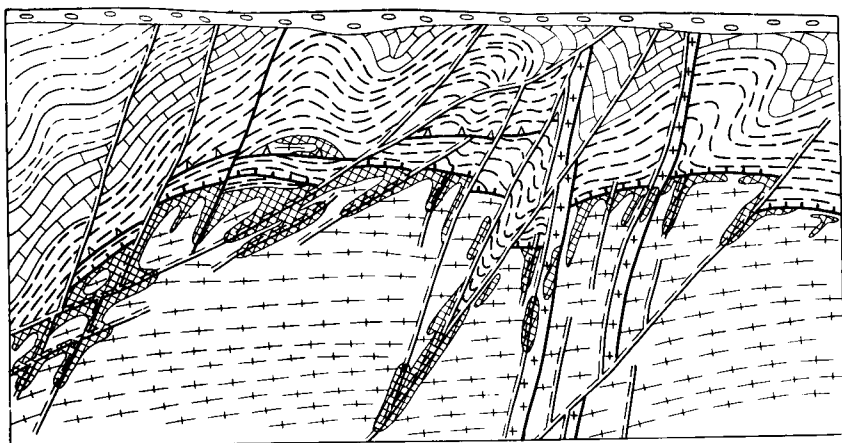


Рис. 63. Размещение оруденения в известково-алевролитовых сланцах ордовика на участках пересечения их разрывными нарушениями (усл. обозначения см. на рис. 62).

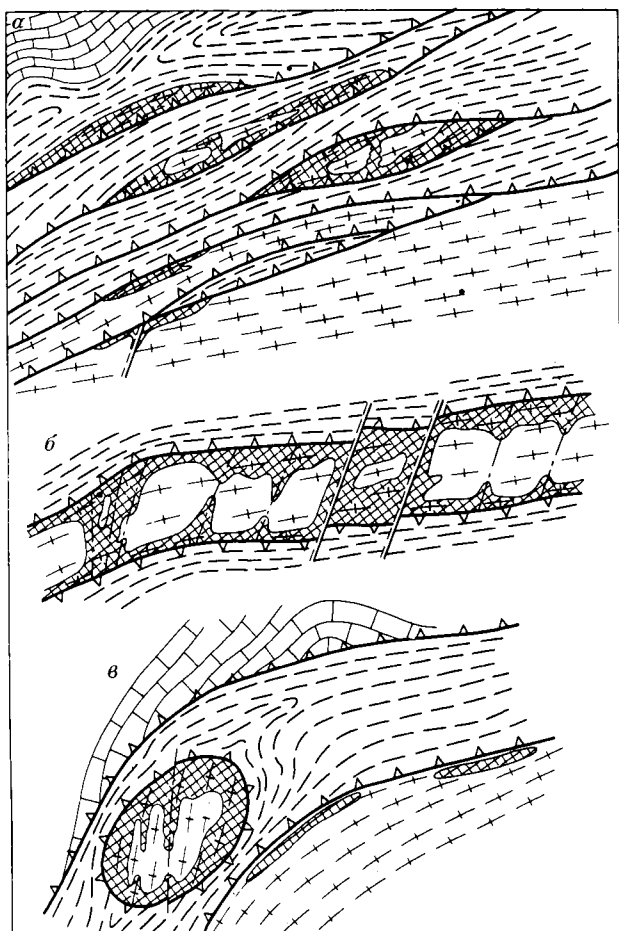


Рис. 64. Размещение оруденения в тектонических блоках известково-алевролитовых сланцев ордовика, ограниченных зонами надвигов в углеродисто-кремнистых сланцах силура:

а, б — в тектонических пластинах; в — в трубообразной "будине" (усл. обозначения см. на рис. 62)

личной степенью влияния складчатых и разрывных нарушений. В целом же рудные тела различной морфологии объединяются в единые стратиформные рудоносные зоны. Размеры рудных тел изменяются в широком диапазоне — от мелких метровых скоплений до залежей длиной в первые сотни метров.

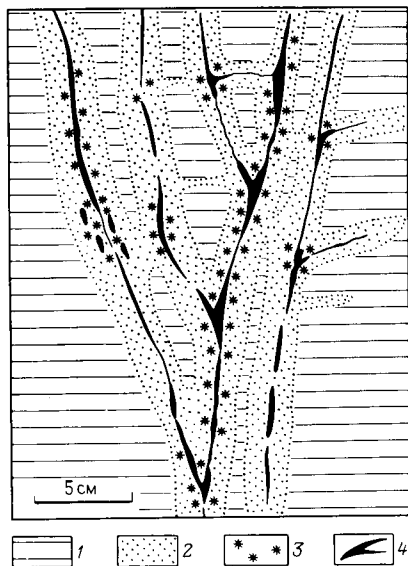


Рис. 65. Строение зоны прожилкового оруденения в известково-алевролитовых сланцах ордовика.

1–2 – сланцы: 1 – неизмененные, 2 – осветленные (карбонат-гидрофлюидистый агрегат с пиритом и настураном); 3 – выделения гидроксидов железа; 4 – прожилки урановых минералов (настуран, гидронастуран, коффинит)

Основные запасы рудных тел сложены дисперсными тонковкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами. На отдельных участках вдоль тектонических нарушений встречаются богатые рудные тела жильного типа с прожилковыми и брекчиевыми текстурами (рис. 65).

Процесс формирования промышленных скоплений урановых руд был обусловлен комплексом разновозрастных геологических процессов от первоначального накопления урана в углеродисто-кремнистых сланцах силура до перераспределения его в связи с развитием современных гипергенных процессов. Как уже отмечалось, среди исследователей месторождений подобного типа нет единого мнения об определяющей роли того или иного геологического процесса в образовании основных промышленных скоплений урановых руд. Вероятнее всего, все геологические процессы – от седиментогенеза и метаморфизма до гидротермальных и гипергенных, проявившихся в развитии площадных и линейных кор выветривания, – в различной степени способствовали формированию месторождений в углеродисто-кремнистых сланцах.

В процессе метаморфизма возникли конкреции, стяжения пирита, фосфорита, карбоната, органического вещества, а также послойные кальцит-антраксолитовые жилы с пиритом и метакристаллы пирита. Эти процессы происходили при повышении давления и температуры от раннего диагенеза до глубокого катагенеза и термодинамометаморфизма зеленосланцевой ступени; они способствовали переводу урана в

подвижную форму, благоприятную для последующей миграции, и являлись прежде всего рудоподготовительными.

Гидротермальный процесс выразился в формировании разновозрастных жильных минеральных комплексов. Наиболее ранние комплексы представлены кварцевыми и кварц-карбонат-сульфидными жилами и прожилками.

Выделяются два разновозрастных урановорудных комплекса. Наиболее ранний – кальцит-настурановый – сложен настураном, кальцитом (доломитом), гидрослюдами (хлоритом), сопровождается редкими выделениями сульфидов свинца, цинка и меди и образует прожилковые и вкрапленные руды. Настуран встречается совместно с гидрослюдами и ранними генерациями кальцита. В углеродисто-кремнистых сланцах силура в рудных прожилках практически отсутствуют карбонаты и настуран ассоциирует с гидрослюдами.

В состав более позднего комплекса – гидронастуран-пиритового – входят настуран, гидронастуран, коффинит, пирит, марказит, бравоит, халькопирит, арсениды кобальта и никеля, кальцит, доломит, гематит, гётит и гидрогётит. Наиболее ранними по времени отложения являются сульфиды, образующие вкрапленность в измененных вмещающих породах или кристаллизующиеся на ромбоэдрах доломита. После них выделились настуран (гидронастуран), кальцит, гематит и гётит.

Руды прожилковые, пятнистые и вкрапленные. Они накапливаются преимущественно в призальбандовых частях доломитовых прожилков и сопровождаются ореолами осветления, местами гематитизации. В процессе осветления уран перераспределялся и концентрировался на границе "фронта осветления" прежде всего вокруг выделений пирита.

Подавляющая масса руд сложена минералами второго урановорудного комплекса. К наиболее поздним относятся жилы и прожилки барита с гипсом и ангидритом. Изменения вмещающих пород около карбонат-настурановых жил проявлены относительно слабо в виде карбонатизации, слабого окварцевания и хлоритизации. Наиболее отчетливо окolorудные изменения выражены в диабазе, где исходные породообразующие минералы замещаются кальцитом, кварцем, серицитом и пиритом. Изменения сопровождаются повышением содержания урана примерно в 3 раза по сравнению с неизмененными породами.

Гипергенные преобразования пород площадного и линейного типа широко распространены в пределах рудного поля. Вдоль зон крупных разломов они прослеживаются до глубины 600–800 м от поверхности. Макроскопически они проявляются в виде покраснения (побурения) и осветления пород. Покраснение обусловлено широким развитием гидроксидов железа. Интенсивность его зависит от проницаемости

пород и их состава, главным образом от содержания пирита и органического вещества. По интенсивности процесса наблюдаются все переходы от слабого покраснения в виде пятен и налетов по стенкам трещин до сплошного покраснения и побурения больших объемов измененных пород. Между зонами гематитизации и неизмененными породами часто отмечается ореол осветления. Его появление связано с "выгоранием" органического вещества и обильным выделением криптотечуйчатой гидрослюда, каолинита, глинистых минералов. В осветленных известняках возникают пустоты выщелачивания, а при интенсивном развитии процесса они превращаются в рыхлую гидрослюдисто-каолинитовую массу, пропитанную гидроксидами железа.

Измененные породы отличаются повышенной относительной пористостью (до 5–15 % вместо 1,2–4 % в неизмененных разностях); снижением объемной массы, повышением содержания воды, переходом Fe^{2+} в Fe^{3+} . Наиболее четко такие изменения выражены около трещин, особенно в породах ордовика. В черных углеродисто-кремнистых сланцах они менее отчетливы.

С глубиной зона окисления сменяется зоной цементации. Она характеризуется восстановительной обстановкой, что проявляется в наличии новообразованных пирита, марказита, халькопирита, урановых минералов. Между зоной окисления и цементации выделяется сложная по строению переходная зона частично осветленных пород с реликтами и новообразованиями пирита и других сульфидов. Здесь же происходит и концентрация урана. Измененные породы приобретают серую, светло-серую и зеленовато-серую окраску. По полевым шпатам развиваются гидрослюда, глинистые минералы, увеличивается количество кальцита в виде мелкой вкрапленности и микропрожилков. Этот процесс происходит с выносом кремния, алюминия, щелочей и привносом кальция, магния, урана и других рудных элементов.

Переходная зона имеет сложную морфологию и распространяется на различные глубины в зависимости от проницаемости вышележащих пород. Мощности площадной зоны окисления изменяются от первых десятков метров до 500–600 м. С глубиной она может сменяться линейными зонами вдоль нарушений, разветвляться, принимать сложную извилистую форму. Часто зоны окисленных пород вдоль водоносных горизонтов погружаются под участки зоны цементации.

В условиях блокового строения площади рудного поля нижняя граница зоны окисления может проходить в различных литологических разностях пород – от девонских известняков до сланцев ордовика. Этим можно объяснить приуроченность рудных тел к различным литологическим разностям пород рудовмещающей толщи. Эти данные подтверждают справедливость выводов тех исследователей месторождений, которые считают генезис полигенным. Форми-

рование промышленных скоплений урановых руд представляет собой сложный длительный процесс. В нем выделяются седиментационно-диагенетический этап концентрации урана и сопутствующих элементов, этап метаморфогенного перераспределения в связи с региональным метаморфизмом пород, гидротермальный магматогенный этап поздневарисского орогенеза и этап формирования площадных и линейных мезозойских и кайнозойских кор выветривания в совокупности с процессами мезозойской тектонической активизации. Все эти процессы способствовали накоплению и перераспределению урана, но определяющим в становлении промышленных рудных концентраций следует считать гипергенный этап, проявившийся в развитии мощной зоны окисленных пород.

Подобный полигенный и полихронный характер рудообразования стратиформных месторождений типичен не только для урана, но и для многих других металлов.

Контрольные вопросы и задания

1. Расскажите об основных этапах развития геосинклинальных складчатых поясов и их металлогении.
2. Каковы особенности геологического строения геосинклинальных складчатых поясов и областей, их отличие от древних платформ?
3. Опишите основные этапы развития геосинклиналей, место и время уранового оруденения в геологической истории их становления.
4. Каковы особенности геологического строения ураноносных районов в складчатых областях?
5. Дайте определение срединных массивов как специфических геотектонических единиц геосинклинальных складчатых поясов.
6. Каковы закономерности пространственного размещения урановых месторождений в геосинклинальных складчатых областях?
7. В чем проявляется эволюция урана в истории геологического развития срединных массивов (метаморфизм, гранитизация, мигматизация пород)?
8. Назовите основные типы околорудных метасоматитов, их состав, зональность и связь с ними уранового оруденения.
9. Охарактеризуйте особенности геологического строения урановых месторождений в фундаменте срединных массивов. Назовите основные типы рудных тел и факторы, определяющие их пространственное положение.
10. Опишите минеральный состав руд месторождений в графитизированных зонах дробления и последовательность процесса минералообразования. В чем проявляется роль низкотемпературного метасоматоза в формировании урановых руд?

11. Определите поисковые критерии и признаки месторождений в породах фундамента срединных массивов.

12. Каковы геолого-структурные условия формирования месторождений жильного типа в отложениях геосинклинального структурного этажа срединных массивов?

13. В чем проявляется связь жильных карбонат-настурановых месторождений с интрузиями поздневарисских гранитоидов и влияние вмещающих пород на локализацию рудных тел?

14. Изложите существующие представления о генезисе жильных месторождений: каковы источники урана и сопутствующих элементов, возраст урановых руд?

15. Определите поисковые критерии и признаки месторождений жильного типа.

16. Каковы минеральный состав карбонат-настурановых жил, стадийность формирования, морфология рудных тел и закономерности локализации оруденения?

17. Чем определяются геолого-структурные условия формирования урановых месторождений в массивах поздневарисских гранитоидов?

18. Охарактеризуйте минеральный состав руд и околорудных метасоматитов месторождений в гранитоидах; данные о времени формирования руд и существующие представления о их генезисе.

19. Каковы условия образования месторождений фосфор-урановой формации, положение в стратиграфическом разрезе, состав вмещающих пород?

20. Охарактеризуйте минеральный состав фосфор-урановых руд, последовательность процесса минералообразования. В чем проявляется зависимость состава руд от вмещающих пород (в силикатных и карбонатных породах)?

21. Каковы состав околорудных метасоматитов (эйситов) и связь с ними урановых руд?

22. Какие геологические факторы определяют морфологию рудных тел фосфор-урановых месторождений? Зависят ли форма и размеры рудных тел от состава вмещающих пород (в терригенных породах венда и карбонатных толщах)?

23. Изложите существующие представления о генезисе месторождений. Как проявляется влияние древних кор выветривания на формирование рудных тел?

24. Определите поисковые критерии и признаки месторождений фосфор-урановой формации.

25. Каковы условия образования месторождений молибден-урановой формации в осадочных породах складчатых геосинклинальных комплексов?

26. Как проявляется роль складчатых и разрывных нарушений в пространственном размещении месторождений молибден-урановой формации (в зонах крупных разломов, дайковых поясах)?

27. Каков состав околорудных метасоматитов — беризитов и как проявляется связь с ними урановых руд?

28. Какие геологические факторы определяют пространственное положение и морфологию рудных тел месторождений молибден-урановой формации?

29. Каковы условия образования месторождений молибден-урановой формации в позднеорогенных палеовулканических комплексах пород?

30. В чем проявляется связь уранового оруденения с субвулканическими интрузиями и продуктами наземного вулканизма?

31. Какие структурно-морфологические типы рудных тел образуются в субвулканических интрузивах и слоистых покровах вулканических депрессий?

32. Каков минеральный состав малосульфидных настурановых и сульфидно-настурановых руд в позднеорогенных комплексах пород?

33. Что известно о генезисе месторождений молибден-урановой формации?

34. Определите поисковые критерии и признаки молибден-урановых месторождений.

35. В чем проявилась позднемезозойская тектоно-магматическая активизация в пределах складчатых областей?

36. Каковы особенности геологического строения вулканотектонических депрессий в областях тектоно-магматической активизации с месторождениями флюорит-урановой формации?

37. Назовите структурно-морфологические типы рудных тел месторождений флюорит-урановой формации.

38. Охарактеризуйте типы и состав околорудных метасоматитов, их зональность и рудоконтролирующее значение на месторождениях флюорит-урановой формации.

39. Каковы стадийность образования жильных и рудных минералов флюорит-урановых месторождений; глубина, температура и время их образования?

40. Каковы генезис месторождений флюорит-урановой формации, их поисковые критерии и признаки?

41. Каковы условия формирования и металлогения "черных" углеродисто-кремнистых сланцев?

42. Какие геологические факторы способствуют формированию промышленных скоплений урановых руд в "черных" углеродисто-кремнистых сланцах?

43. Определите геолого-структурную позицию месторождений в "черных" сланцах, состав рудовмещающих пород.

44. Перечислите структурно-морфологические типы рудных тел. Какова их зависимость от состава вмещающих пород и тектонической обстановки?

45. Какова роль зон пологих надвигов в пространственном размещении рудных тел?

46. Что понимается под полигенностью и полихронностью формирования месторождений?

47. В чем проявляется роль древних кор выветривания в формировании промышленных скоплений урановых руд?

48. Назовите поисковые критерии и признаки месторождений в "черных" сланцах.

Глава 6. УРАНОВОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЧЕХЛА ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Месторождения этой группы объединяют около половины мировых запасов и ежегодно добыча руд из них возрастает. Они широко распространены на всех континентах и во многих странах мира: на территории Северной Америки (Колорадско-Вайомингская рудная провинция), в западной части Аргентины, вдоль восточных предгорий Анд, в Нигерии (Мали-Нигерийская рудная провинция), в пределах Средне-Чешского и Центрального Французского срединных массивов, на территории Мексики, Канады, Австралии, Италии, Югославии, Венгрии, Японии и других стран.

Ценность месторождений в отложениях платформенного чехла не только в их широкой распространенности, но и в благоприятных технологических свойствах руд. Уран обычно легко выщелачивается из руды разбавленными кислотами или содовыми растворами. Важным экономическим фактором освоения многих месторождений в песчаниках является возможность применения при их отработке метода подземного выщелачивания (ПВ) в естественном залегании рудных залежей, что обеспечивает низкую себестоимость конечного продукта. Благодаря внедрению скважинного метода ПВ в отработку вовлекаются бедные руды с весьма низкими содержаниями урана. Кроме этого руды многих месторождений являются комплексными – содержат повышенные концентрации селена, ванадия, молибдена, рения, скандия, элементов редкоземельной группы. Освоенная в настоящее время технология попутного извлечения некоторых сопутствующих элементов существенно снижает затраты на добычу урана.

На большинстве рассматриваемых месторождений рудные тела имеют простую пласто- и линзообразную форму и обычно залегают согласно с вмещающими породами.

Месторождения урана чехла древних и молодых платформ в иностранной литературе объединяются под названием "месторождения песчаникового типа". В советской литературе они описаны как гидрогенные или экзогенные месторождения.

Условия их формирования определяются благоприятным сочетанием различных геологических факторов: региональным положением района, литолого-фациальным составом вмещающих пород, гидрогеологическим режимом подземных вод, геохимическими условиями миграции и осаждения урана.

6.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные промышленные месторождения урана сформировались в две эпохи: позднемезозойскую (190–90 млн. лет) и неогеновую (до 30 млн. лет). Наиболее крупные урановорудные провинции располагаются в тектонически активизированных депрессионных зонах земной коры и связаны с двумя группами формаций осадочных пород – серо- и красноцветными.

По геотектонической позиции выделяются два типа депрессий: в областях соответственно интенсивной тектонической или тектоно-магматической активизации и не затронутых активизацией.

Депрессии первого типа размещаются в орогенных областях в краевых частях платформ на сопряжении со складчатыми структурами или в центральных частях орогенных областей (межгорные впадины). Они выполнены карбонатно-терригенными формациями пород. В их составе различают молассовые и молассоидные формации, лагунные, прибрежно-морские, дельтовые и континентальные отложения с повышенным содержанием органического вещества. Осадочные породы континентального и прибрежно-морского происхождения часто чередуются с продуктами наземного вулканизма – горизонтами туфов, туффитов, вулканическими покровами. Образование пород, слагающих депрессии, сопровождалось интенсивными блоковыми тектоническими движениями, в том числе конседиментационного типа. Вследствие этого рудовмещающие породы часто смяты в складки и нарушены разломами.

Урановое оруденение приурочено к горизонтам пролювиальных, аллювиальных, озерных и прибрежно-морских отложений, локально обогащенных углефицированными остатками растений или битуминозным органическим веществом. В таких депрессиях формируются крупные урановые месторождения инфильтрационного типа в горизонтах песчаников.

В депрессиях второго типа накапливались аллювиально-озерные и прибрежно-морские отложения, среди которых ураноносными являются континентальные терригенно-карбонатные образования аридных климатических зон (калькреды), угленосные лимнические толщи гумидных областей и прибрежно-морские глинистые отложения с

прослоями ракушняка и остатками ископаемых рыб. Породы залегают горизонтально, тектонические нарушения практически отсутствуют. К таким депрессиям приурочены урановые месторождения в калькретах и углях, а также седиментационно-диагенетические редкоземельно-урановые месторождения.

Поскольку состав рудовмещающих пород, слагающих депрессии, во многом определяется составом пород фундамента и обрамления, важной особенностью регионального положения большинства месторождений считается наличие в обрамлении и основании депрессионных зон геохимических формаций, специализированных на уран. Таковыми обычно являются углеродистые сланцы, гранитоиды и кислые вулканогенные образования, обогащенные ураном. Рудоотложению способствует интенсивное развитие в предшествующие эпохи кор выветривания, сопровождавшееся выносом значительных масс урана из геохимически специализированных пород.

Для многих урановорудных провинций отмечается пространственная и временная связь уранового рудообразования с процессами тектоно-магматической активизации. Наиболее ярко это выражается в районе плато Колорадо, на месторождениях Чешского и Центрального Французского массивов.

Пространственное положение уранового оруденения в толщах осадочных пород обусловлено составом и строением последних, распределением в них органического вещества — концентратора урана, условиями миграции ураноносных вод. При изучении осадочных отложений очень важно кроме их состава устанавливать и генетический тип пород. Он выявляется по комплексу первичных признаков, связанных с условиями формирования и накопления осадка: структуре, текстуре, вещественному составу, аутигенным минералам, палеонтологическим остаткам, взаимоотношениям с другими породами.

Различают группы морских и континентальных отложений, а внутри их — отдельные генетические типы, например, аллювиальные, озерные, лагунные.

Строение осадочных толщ определяется соотношением в разрезе разномасштабных образований — слоев, пластов, пачек, серий и толщ, особенностями и порядком их залегания, литологическим составом и генезисом, особенностями фациальных изменений изохронных образований. Перечисленные особенности строения и состава осадочных толщ объединяются общим понятием — литолого-фациальный состав.

Литолого-фациальный состав осадочных пород указывает на палеогеографические условия седиментации и последующие их изменения. По строению и фациальным изменениям осадочных образо-

ваний восстанавливают палеотектоническую историю формирования, роль конседиментационных и постседиментационных структур. Тектонические элементы в пределах осадочного чехла выражены как в виде складчатых деформаций – пологих антиклиналей, синклиналей, куполов, валообразных поднятий, флексур, так и в виде разрывных нарушений. Часто они имеют рудоконтролирующее значение для уранового оруденения.

Для локализации урановых руд важное значение имеют *окислительно-восстановительные свойства неизменных осадочных пород*. По набору типоморфных минералов и концентрации органического вещества ($C_{орг}$) выделяются геохимические фации осадочных пород – восстановительные, переходные и окислительные.

Породы восстановительных фаций обогащены органическим веществом, что придаёт им темную окраску. Содержание $C_{орг}$ составляет в них 0,1–1 %, распространены тонкорассеянные пирит, марказит, мельниковит. В переходных фациях преобладают породы с минералами, в состав которых входит двух- и трёхвалентное железо; это породы с хлоритом, сидеритом, анкеритом, глауконитом. Они имеют серую и зеленовато-серую окраску, содержание $C_{орг}$ изменяется от 0,0п до 0,п %. пирита и видимого органического вещества не наблюдается. Окислительные фации пород отличаются красноватой, розовой, оранжевой и желтой окраской, в их составе преобладают минералы трехвалентноно железа – гидрогематит, гидрогетит, гидрослюда; содержание $C_{орг}$ составляет 0,00п – 0,0п %.

На большинстве урановых месторождений чехла древних и молодых платформ рудными оказываются переходные и восстановительные геохимические фации осадочных пород.

Распределение различных геохимических фаций и генетических типов осадочных отложений обусловлено палеогеографическими обстановками в период осадконакопления, ландшафтами земной поверхности. Внутри континентальных и морских областей седиментации ландшафты и соответствующие им генетические типы отложений располагаются зонально. Часто фациальная зональность имеет рудоконтролирующее значение для урановых месторождений. Для континентальных областей выделяются два пояса осадконакопления – подгорно-веерный и равнинно-долинный. В подгорно-веерном происходит смена делювиально-пролювиальных отложений озерно-такырными и озерно-субаэральными. В равнинно-долинном ряду делювиально-субаэральные образования водоразделов переходят в аллювиальные и далее в озерные. В пределах аллювиальных долин следует различать поперечную зональность (смену пойменных зон на русловые) и продольную (смену аллювиальных отложений на дельтовые). Дельтовые отложения разделяются на осадки сухих, или внутриконтиненталь-

ных, дельт, распространенных в аридном климате, а также озерных и морских дельт. Большинство континентальных отложений представлено окислительными геохимическими фациями. Восстановительные фации распространены среди них локально. Наибольшее их скопление в континентальных отложениях отмечается в дельтовых и озерно-болотных образованиях.

Среди осадочных толщ континентального происхождения благоприятными для рудонакопления являются русловые песчаники и гравелисты, распространенные в пролювиальных конусах выноса, собственно аллювиальных и дельтовых отложениях. Они слагают сложные ветвящиеся в плане ленты и полосы, а в разрезе располагаются в виде сложной системы кулисообразных линз. Соответственно и урановые рудные тела часто формируют вытянутые линзы и полосы, согласные с палеоруками. Рудовмещающими иногда оказываются выдержанные маломощные пласты аргиллитов озерного и мелкие линзы старичного генезиса, локально обогащенные тонкозернистым органическим веществом.

В морских отложениях выделяются зоны прибрежных, мелководно-лагунных и глубоководных отложений. Наибольшая дифференциация генетических типов осадков свойственна прибрежной и лагунной зонам. Здесь встречаются осадки аванделъта, пляжей пересыпей, баров, ваттов и маршей (равнин, периодически заливаемых приливно-отливными водами), пересыхающих и осолоняющихся лагун, лиманов и рифов. Такие отложения относятся к восстановительным или переходным геохимическим фациям. Среди них максимальное обогащение органическим планктоногенным веществом отмечается в лагунах с сероводородным заражением. К областям накопления лагунных глин, обогащенных органическим веществом и фосфатизированными остатками ископаемых рыб, приурочены комплексные фосфорно-редкоземельно-урановые месторождения.

В морских толщах проницаемые породы обычно слагают выдержанные крупные геологические тела сравнительно простой пластовой или пластообразной формы. К проницаемым породам морского генезиса, вмещающим урановорудные тела, принадлежат песчаники пляжей, баров, проток и аванделъта, а также оолитовые, органогенно-детритовые и рифовые известняки.

В дельтовых и прибрежно-морских терригенных породах известны крупные урановые месторождения. В карбонатных толщах морского происхождения иногда развиваются процессы вторичного растворения (стилолитизация, доломитизация, карст), приводящие к увеличению пористости. В таких карбонатных породах формируются небольшие концентрации урана, но крупных промышленных месторождений нет.

Важной особенностью строения толщ осадочного чехла, с которой

связана локализация урановых месторождений, является *контрастность фациальных и геохимических изменений*. Так, на урановых месторождениях в угленосных толщах оруденение приурочено к местам размыва угольных пластов древними русловыми потоками, сложенными песчаниками. Ряд месторождений в континентальных отложениях контролируется зонами наиболее резкого фронтального выклинивания аллювиально-пролювиальных конусов выноса и наземных дельт (месторождения ванадий-урановой формации в песчаниках палеорусел). Здесь руда размещается в зоне выклинивания толщи русловых отложений с оптимальным соотношением песчаников и алевролитов (1 : 1).

Месторождения селен-ванадий-урановой формации в песчаниках также тяготеют к участкам наиболее сложного фациального строения рудовмещающих толщ. Они часто связаны с дельтовыми отложениями или осадочными породами низовьев крупных равнинных рек.

На крупнейшем уран-битумном месторождении Амброзия-Лейк в США основные запасы урана в виде пластообразных рудных тел залегают согласно с простиранием позднеюрских палеорусел.

На месторождениях циркон-урановых руд в песчаниках, обогащенных органическим веществом, положение рудных залежей контролируется фациями лагунных и озерных отложений, чередующихся с фациями мелководья и открытого моря. Урановые месторождения в калькретах отчетливо локализованы в осевых частях древнечетвертичных палеорусел.

Гидрогеологическая обстановка во многом определяет условия формирования месторождений в платформенном чехле и их сохранность. Важно правильно оценить не только существующий гидрогеологический режим месторождения, но и воссоздать гидрогеологическую обстановку во время рудообразования (палеогидрогеологию).

Уран как весьма подвижный элемент может находиться в растворенном состоянии в различных по генезису и составу подземных водах. В настоящее время выделяются четыре генетических типа подземных вод: седиментогенные, инфильтрогенные, магматогенные, метаморфогенные. Происхождение седиментогенных вод связывают с захоронением иловых вод морских и озерных осадков при их литификации.

На ранних стадиях литификации и диагенеза осадки представляют собой весьма насыщенные водой образования (более 90 % в случае глинистых илов). К моменту превращения осадка в горную породу в ней сохраняется значительное количество иловых, т. е. седиментационных вод. Вода находится в кристаллизационной, адсорбированной (прочносвязанной) и поровой (рыхлосвязанной) формах. Особенно большие массы поровой воды содержат глинистые отложения. В

дальнейшем при увеличении литостатического давления вышележащих толщ в условиях катагенеза поровая вода переходит из пород (особенно глинистых) в свободное состояние, подвергаясь гидростатическому и гравитационному воздействиям. Она отжимается из глин и поступает в породы, обладающие так называемым жестким каркасом (обломочные и карбонатные). Таким образом, в осадочных толщах формируются *седиментогенные воды*.

При дальнейшем погружении осадочных толщ на глубины в первые километры в условиях глубокого катагенеза из пород начинает выделяться поровая и часть прочносвязанной воды. На еще больших глубинах при увеличении температур в свободную форму может переходить кристаллизационная и химически связанная вода, т. е. возникают *метаморфогенные подземные воды*.

Инфильтрационные воды образуются при просачивании поверхностных вод морей, озер, рек и атмосферных осадков в горные породы. Основная масса этих вод находится в свободном состоянии. В почвах и приповерхностных отложениях часть инфильтрационных вод заполняет капилляры и подвергается силам капиллярного воздействия.

Магматогенная (ювенильная) вода формируется при остывании магматических пород в результате кристаллизационной дифференциации вещества. Эти подземные воды считаются первичными водами земной коры. Однако по оценке изотопных данных даже в современных вулканических областях доля ювенильной воды весьма незначительна.

Различные генетические типы подземных вод чередуются во время геологического развития, образуя гидрогеологические циклы, в пределах которых седиментогенные воды последовательно сменяются инфильтрационными и далее метаморфогенными и магматогенными (рис. 66).

В ураноносных депрессионных зонах земной коры установлены седиментогенные и инфильтрационные подземные воды. Присутствие метаморфогенных и магматогенных подземных вод лишь предполагается. Их, видимо, следует рассматривать в качестве источников тепловой энергии и некоторых газов, поступающих в седиментогенные и инфильтрационные воды.

Важное значение в образовании экзогенного уранового оруденения имеют различные гидродинамические режимы подземных вод. В депрессиях, выполненных осадочными толщами, выделяются грунтовые безнапорные и артезианские напорные подземные воды. Распределение грунтовых вод определяется рельефом поверхности и генетическим типом континентальных отложений.

Грунтовые воды обычно содержат в корках выветривания, аллювиальных и пролювиальных отложениях и выходят на поверхность в

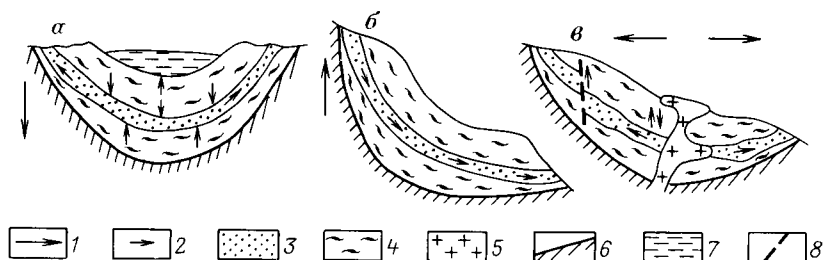


Рис. 66. Схема полного гидрогеологического цикла. По *Е.В. Линкеру*:
 а-в — режимы формирования подземных вод: а — элизионный, б — инфильтрационный, в — магматический.
 1 — ориентировка тектонических движений; 2 — направления потока подземных вод; 3 — песчаные породы; 4 — глины; 5 — магматические образования; 6 — породы фундамента; 7 — водный бассейн; 8 — тектонические нарушения

местных базисах эрозии — в долинах крупных рек, озер, местах фронтального выклинивания конусов выноса. В таких пониженных участках рельефа обычно создаются заболачивания и накапливается органическое вещество. Области питания грунтовых вод являются водоразделы. Движение вод обусловлено силами гравитации и капиллярного воздействия. Нижняя граница их распространения контролируется положением регионального базиса эрозии. В палеоусловиях распределение минеральных образований, возникших при участии грунтовых вод, подчиняется фациально-палеогеографическому контролю. В разрезе осадочных толщ древние уровни грунтовых вод обычно увязываются с древними эрозионными поверхностями выравнивания.

Среди формаций чехла древних и молодых платформ с грунтовыми водами связывают урановые месторождения в калькретах, угленосных толщах и часть урановых месторождений в песчаниках палеорусел. Одним из признаков, указывающих на связь уранового оруденения с древними грунтовыми водами, является отмеченная приуроченность стратиформного уранового оруденения к региональным эрозионным поверхностям.

Артезианские подземные воды распространены в осадочных толщах, выполняющих депрессионные зоны земной коры. Они отличаются от грунтовых вод тем, что имеют гидростатический напор, определяемый наличием региональных водоупорных и водопроницаемых толщ. По динамике образования давления подземных вод выделяется три типа артезианских бассейнов: инфильтрационный, элизионный и смешанный.

В *инфильтрационных бассейнах* подземные воды двигаются от краевых частей к области разгрузки (рис. 67, А). Это движение обус-

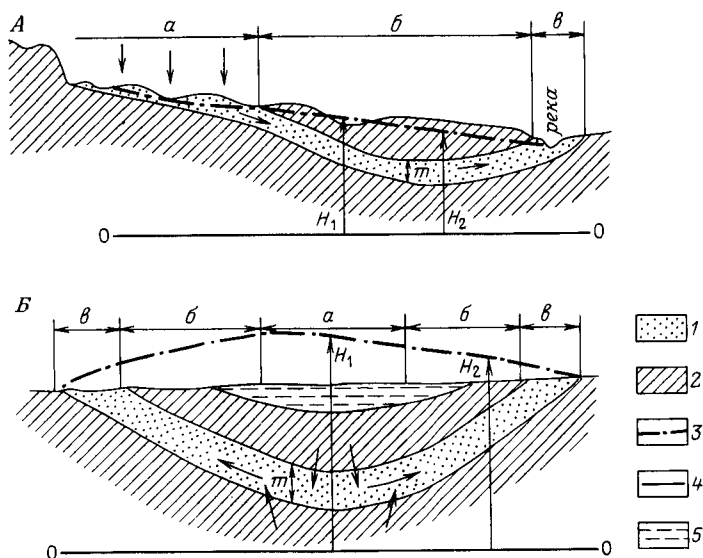


Рис. 67. Схема строения артезианских бассейнов инфильтрационного (А) и элизионного (Б) типов. По А.М. Овчинникову:

a — $в$ — области: a — питания и создания напора, $б$ — распространения напора и падения гидростатического давления, $в$ — разгрузки.

1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — пьезометрический уровень; 4 — уровень грунтовых вод (0—0); 5 — водный бассейн; H_1 и H_2 — пьезометрические напоры на указанных участках; $т$ — мощность водоносного горизонта (стрелками показаны направления движения вод)

ловлено перепадом высот и формированием гидростатического напора в краевой, обычно предгорной, области питания бассейна. Подземные воды являются инфильтрагенными и по мере продвижения вытесняют седиментогенные воды из водоносных горизонтов.

Для элизионных гидродинамических систем область образования напора находится в осевой части впадины (см. рис. 67, Б). Здесь за счет литостатического давления из глинистых пород отжимаются подземные воды и движутся уже по водоносным горизонтам к краевым частям артезианского бассейна.

В артезианских бассейнах смешанного типа совмещаются обе гидродинамические системы, которые располагаются в различных водоносных горизонтах. Как уже указывалось, в истории геологического развития депрессионных зон различные гидродинамические режимы могут сменять друг друга. Так, в условиях тектонического прогибания преобладают элизионный режим, а при поднятиях — инфильтрационный.

К инфильтрационным артезианским бассейнам приурочены селен-ванадий-урановые месторождения в песчаниках, а также часть рудных тел урановых месторождений в угленосных толщах и циркон-урановых месторождений. С элизионными артезианскими бассейнами связывают формирование битумно-урановых месторождений, некоторых рудных тел селен-урановых и циркон-урановых месторождений. Для локализации уранового оруденения в артезианских бассейнах важное значение имеют два фактора:

1) присутствие в разрезе пластов и толщ глинистых отложений регионального распространения, которые перекрывают и подстилают водоносные горизонты и служат необходимым экраном для формирования напорных вод (рис. 68, а-в);

2) наличие локальных антиклинальных структур, осложняющих депрессии и создающих условия, благоприятные для образования рудолокализирующих очагов разгрузки подземных вод (см. рис. 68, а).

Как грунтовые, так и напорные артезианские воды используют для

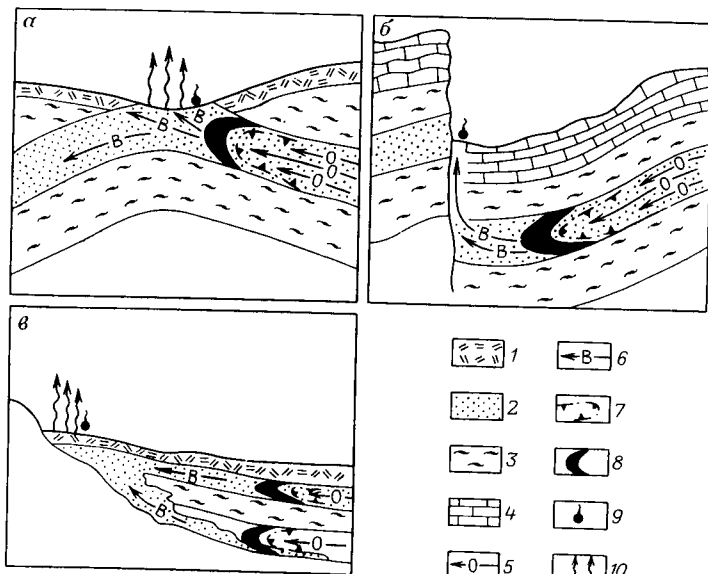


Рис. 68. Примеры рудоконтролирующей роли очагов разгрузки подземных вод. По Б.И. Натальченко и Р.И. Гольдштейн:

а-в — очаги разгрузки: а — открытый в антиклинали, б — скрытый в структуре "разлом-флексура", в — открытый в краевой части артезианского бассейна элизионного типа.

1 — почвенно-растительный слой; 2 — водоносные песчаники; 3-4 — водоупорные толщи: 3 — глинистые, 4 — карбонатные; 5-6 — направления движения вод: 5 — окислительных, 6 — восстановительных; 7 — зоны выклинивания пластового окисления; 8 — урановорудные тела; 9 — источники; 10 — очаги площадной разгрузки подземных вод

миграции различные типы проницаемых образований. Это, например, горизонты пористых слаболитифицированных терригенных пород – песчаников, гравелитов, конгломератов. Фильтрующиеся по ним подземные воды называются *пластово-поровыми*. Другим типом водоносных образований являются карстовые полости в карбонатных породах. В них возникают *пластово-карстовые* или *карстовые* подземные воды. Литифицированные осадочные и вулканогенные породы часто пронизаны трещинами, которые могут быть водоносными; подземные воды в них выделяются как *трещинные*. Иногда повышенной трещиноватостью обладают пласты пород с определенными физико-механическими свойствами. Циркулирующие по ним воды выделяются как *пластово-трещинные*.

Урановые руды в осадочном чехле формируются всеми выделенными типами подземных вод. Водный режим в совокупности с составом пород определяет морфологию рудных тел, текстуры и структуры руд. Так, в образовании битумно-урановых месторождений участвовали пластово-поровые и трещинные воды. Селен-урановые месторождения связаны преимущественно с пластово-поровыми подземными водами. В урановых месторождениях в угленосных толщах большое значение в рудолокализации имели пластово-поровые и пластово-трещинные воды.

На месторождениях циркон-урановой формации трещинные воды играли немаловажную роль. Однако здесь широко распространены и пластово-поровые водоносные горизонты.

На месторождениях урана в калькретах рудообразующие грунтовые воды использовали сложные пластово-поровые и пластово-трещинные карбонатные горизонты. Следует подчеркнуть, что в этих специфических породах широко развита мелкая экзогенная трещиноватость.

На фосфор-редкоземельно-урановых месторождениях в глинах подземные воды не являлись рудообразующими, так как оруденение формировалось иловыми водами палеобассейнов.

Все генетические типы подземных вод могут как растворять урановые соединения, так и создавать среду для осаждения урана. Их конкретная роль определяется геохимическим типом подземных вод.

Большинство геохимических типов подземных вод благоприятны для миграции урана. Воды, в которых уран не растворяется, т. е. создающие геохимический барьер для урана, отличаются восстановительным режимом (сероводородные или резкоглеевые). Иногда важное значение для выпадения урана из раствора имеет резкая смена кислотно-щелочных условий. Так, уран в виде уранил-карбонатных комплексов хорошо мигрирует даже в восстановительных содовых водах, а

при их подкислении выпадает в осадок, образуя труднорастворимые соединения четырехвалентного урана.

Главными компонентами, создающими благоприятную для миграции урана окислительную обстановку, служат растворенные в воде кислород, гумусовые органические вещества и сульфатпродуцирующие бактерии. К веществам, ответственным за появление восстановительных типов подземных вод, относятся главным образом биогенные сероводород и водород. Они возникают вблизи скоплений органического вещества (нефть, битумы, газ, уголь и др.) при его анаэробном окислении. Эти компоненты могут также поступать и абиогенным путем в моменты тектонической активизации. В зависимости от химического состава вмещающих пород подземные воды, накладываясь на них, продуцируют различные типы эпигенетических изменений. Если первичные осадочные породы накапливались в окислительных условиях, то при наложении на них восстановительных подземных вод развивается вторичная восстановительная зональность. Чаще наблюдается обратная картина: при поступлении окислительных вод в сероцветные толщи восстановительных фаций образуются зоны пластового окисления (ЗПО). Следует отметить, что окислительные и восстановительные типы вод могут участвовать как в инфильтрационном, так и в элизионном гидродинамическом режиме. Геохимический тип седиментогенных вод определяется составом отложений. В сероцветных толщах, содержащих органическое вещество, будут формироваться восстановительные воды, а в красноцветных – окислительные. Геохимический тип инфильтрогенных подземных вод зависит от климатических условий. Так, для аридных зон характерны окислительные нисходящие подземные воды, а для гумидных – преимущественно глеевые.

На экзогенных месторождениях в породах платформенного чехла часто сохраняются следы взаимодействия различных геохимических типов подземных вод.

Геохимические особенности миграции и осаждения урана в гипергенных условиях рассмотрены ранее (см. гл. 2, раздел 2. 3).

6.2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕЛЕН-ВАНАДИЙ-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПЕСЧАНИКАХ

Месторождения этого типа являются важным поставщиком урановых руд и известны практически на всех континентах. Их геологическое положение определяется благоприятным сочетанием климатических, гидрогеологических, литолого-фациальных и тектонических условий.

Климатический фактор играет важную роль в формировании вод, обогащенных кислородом и ураном. Такие условия возникают в областях с аридным и семиаридным климатом. Отсутствие в аридных областях сплошного растительного покрова и крайне низкое содержание органического вещества в почвах благоприятствует обогащению подземных вод кислородом, так как он не расходуется на окисление органического вещества. Интенсивное испарение приводит к повышению концентраций содержания урана в водах до $n \cdot 10^{-5}$ г/л, что на один-два порядка выше, чем в водах гумидных областей. Оба фактора в совокупности создают условия для накопления и миграции урана в форме уранил-карбонатных комплексов.

Кроме этого в районах с засушливым климатом уровень грунтовых вод значительно ниже, чем в гумидных областях. Это способствует тому, что обогащенные ураном трещинные грунтовые воды проникают в водоносные горизонты артезианских бассейнов и не рассеиваются, вытекая в поверхностные водотоки.

Большинство рудных районов приурочено к артезианским бассейнам инфильтрационного типа, где нисходящие потоки подземных пластово-поровых вод в верхней части разреза контактируют с грунтовыми водами и несут растворенный кислород. Распространяясь по проницаемым пластам песчаников, эти воды формируют ЗПО протяженностью в десятки и сотни километров, что является важнейшей отличительной особенностью рассматриваемых месторождений (рис. 69).

Положение фронта ЗПО определяется гидрогеологическим режимом района, степенью проницаемости пород, обогащением их органи-

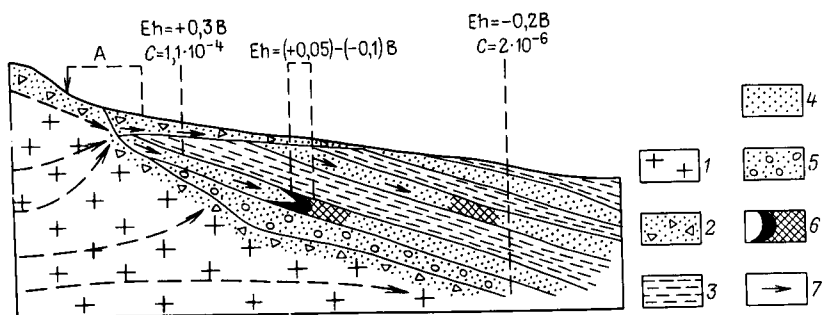


Рис. 69. Положение гидрогенного уранового оруденения в разрезе продуктивной толщи. По Л.С. Евсеевой и А.И. Перельману:
1 — граниты; 2 — делювиально-пролювиальные отложения; 3 — глинистые водоупорные породы; 4 — песчаные водопроницаемые отложения; 5 — конгломераты; 6 — рудные тела; 7 — направление движения вод; А — зона подпора и засоления пород; С — содержание урана, г/л

ческим веществом, а пластовых вод — кислородом. В одних районах ЗПО распространяется недалеко от краевой области питания артезианского бассейна инфильтрационного типа, в других — опускается до нескольких километров.

Литолого-фациальные условия, благоприятные для локализации месторождений, создаются в неоднородных по составу рудовмещающих разрезах, где выдержанные пласты песчаных водопроницаемых отложений чередуются с глинистыми водоупорными толщами. Рудовмещающие толщи отличаются и геохимической неоднородностью, которая выражается в чередовании окислительных и восстановительных геохимических фаций.

Рудовмещающими обычно являются сероцветные водопроницаемые породы, обладающие восстановительными свойствами, что может быть обусловлено наличием захороненного в них первичного (сингенетического) органического вещества гумусового ряда. Первичное органическое вещество обычно находится в виде углефицированного растительного детритуса и распределяется в пределах проницаемого пласта в зависимости от палеогеографических условий седиментации (палеорусл, зоны заболачивания и др.). Вторичное (эпигенетическое) восстановление пород обусловлено деятельностью восстановительных (глеевых или сероводородных) подземных вод, которые часто сопровождают скопления нефти и газа. На фронте зоны пластового окисления образуется геохимический барьер, благоприятный для рудоотложения. Восстановительный геохимический барьер для урана может быть как биогенным, так и абиогенным.

Среди тектонических факторов, благоприятных для рудолокализации, следует выделять региональные и локальные. Региональный рудоконтроль проявляется в приуроченности рудных районов к областям тектонической активизации молодых платформ. В результате на поверхность выводятся породы фундамента, часто обогащенные ураном, в том числе граниты и черносланцевые толщи. Наиболее интенсивно тектонической активизации подвергаются краевые части платформ. Активизация приводит к развитию малоамплитудных блоков тектонических деформаций с амплитудами перемещений 0,5–1,5 км. Эти движения обуславливают омоложение рельефа, формирование эпиплатформенных орогенов, межблоковых зон трещиноватости, складчатых деформаций пород осадочного чехла. Области воздымания создают высокий гидростатический напор, что способствует образованию инфильтрационного гидродинамического режима и активизации динамики элизионных вод артезианских бассейнов, открытию проницаемых зон трещиноватости.

Локальный тектонический контроль выражается в приуроченности месторождений к антиклинальным структурам: горст-антиклиналям, флексурным изгибам, участкам периклинальных замыканий. Рудоносные зоны и рудные тела контролируются малоамплитудными разломами и зонами трещиноватости, которые выявляются по уступообразному рельефу фундамента, осям флексур, резкому изменению наклона пластов, поперечным перегибам складок. Такие зоны трещиноватости более четко устанавливаются в глинистых водоупорных толщах. Рудоконтролирующие тектонические структуры часто являются унаследованными и конседиментационными. В связи с этим они картируются по резкой смене фаций, мощностей рудовмещающих горизонтов и рельефу фундамента.

Морфология и условия залегания рудных тел разнообразны. Преимущественно это пологие залежи крупных размеров, имеющие в плане форму линз, лент, подковообразных тел или овалов (рис. 70). В разрезах для большинства рудных тел характерна специфическая уплощенная серповидная форма; выпуклой стороной залежи ориентированы

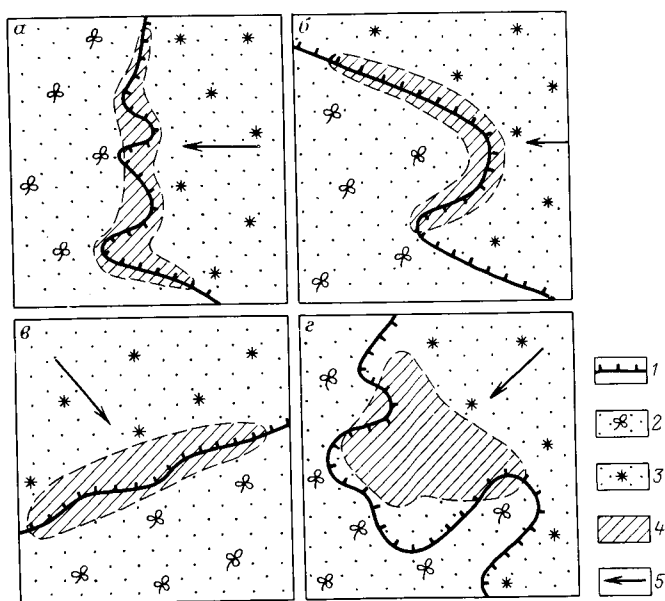


Рис. 70. Формы рудных тел гидрогенных месторождений в плане:
а — лентообразная, б — серповидная, в — линзовидная, г — изометрическая.

1 — граница выклинивания зоны пластового окисления; 2 — неизменные сероцветные породы; 3 — окисленные лимонитизированные отложения; 4 — рудные тела; 5 — направление движения подземных вод

вниз по падению рудоносного пласта песчаников, а вверх по восстанию пласта они раздваиваются, сохраняясь в кровле и почве рудоносного пласта. Рудные тела подобной морфологии получили название роллов. Передовая часть рудных роллов называется мешковой или головной, а верхняя и нижняя раздвоенные – крыльями. В мешковой части роллов обычно содержатся более богатые руды, а перед нею образуется ореол повышенных содержаний урана. Иногда форма роллов усложняется (рис. 71).

Различная форма роллов выражается в различном сочетании и протяженности их элементов – верхнего и нижнего крыльев, "головы" и "хвоста". Встречаются трубообразные рудные тела.

В пределах отдельных месторождений иногда можно наблюдать все многообразие морфологических типов рудных тел – от линз до сложных роллов. Усложнение морфологии рудных тел обусловлено

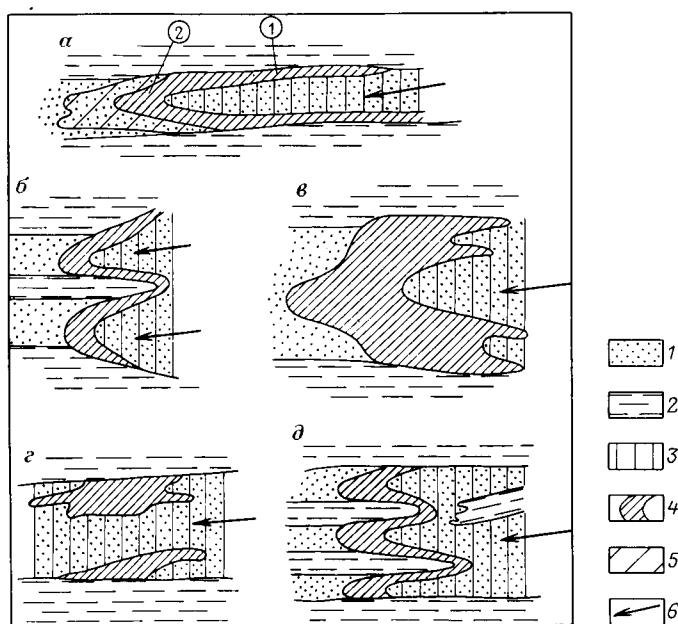


Рис. 71. Морфологические типы роллов в разрезе:

а – простого строения (1 – крылья, 2 – головная часть ролла), б – сдвоенный, в – массивный, г – разорванный, д – многоярусный.

1 – водопроницаемые песчаники; 2 – водонепроницаемые глины и алевролиты; 3 – окисленные породы; 4 – рудные тела; 5 – ореол повышенных концентраций урана; 6 – направление фильтрации кислородсодержащих вод.

анизотропией проницаемости рудовмещающего пласта и неоднородным распределением в нем восстановителей урана.

В разрезе месторождений рудоносные пласты могут располагаться многоярусно, образуя продуктивные пачки мощностью до первых сотен метров. Мощность проницаемых рудовмещающих горизонтов обычно колеблется от 10 до 20 м. В плане рудоносные зоны пластового окисления прослеживаются до первых десятков километров. Рудовмещающие пласты залегают полого с углами падения 1–5°.

Рудовмещающими породами являются аркозовые и олигомиктовые кварцевые песчаники. Руды, как и породы, отличаются малой крепостью и относятся к слаболитофицированным образованиям. В составе обломочной части пород часто встречается углефицированный растительный детрит, фосфатизированные костные обломки, катыши глин. В рудах распространены сульфиды железа (пирит, марказит), карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит), глинистые минералы, барит и халцедон. В целом для этих месторождений характерны два типа урановых руд: окисленные и неокисленные.

В окисленных рудах урановые минералы представлены тяжунитом, карнотитом, уранофаном и другими минералами группы уранила, ассоциирующими с лимонитом и минералами ванадия (монтрозейт). Они слагают небольшую часть запасов. Более широко развиты неокисленные руды, в состав которых входят настуран, коффинит и урановые черни в ассоциации с пиритом. Они обволакивают обломочные зерна, пронизывают цемент песчаников. Настуран и коффинит приурочены к углефицированным остаткам. В богатых рудах часто отмечается гематит (гётит), ассоциирующий с настураном. По вещественному составу руды полиэлементные. В них часто присутствуют ванадий, молибден, селен, рений, скандий, иттрий. Разработанная в настоящее время технология подземного выщелачивания урана позволяет попутно извлекать большую часть сопутствующих элементов. В рудах встречаются окисленные битумы, в том числе содержащие уран.

На некоторых относительно молодых месторождениях руды неравновесные: в хвостовой части роллов равновесие смещено в сторону радия, а в головной – в сторону урана.

Выделяется несколько стадий минералообразования. На сингенетической накапливаются терригенные зерна, органическое вещество и часть глинистого цемента. В это время могут формироваться рассеянные концентрации урана в обломочном материале вмещающих пород. На стадии диагенеза отлагаются кальцит, глауконит, глинистые минералы, пирит, мельниковит, происходит перераспределение органичес-

кого вещества и частичная сорбция им урана. Позднее, на стадии катагенеза, породы испытывают многократные и разнообразные эпигенетические изменения. Различают восстановительные эпигенетические углекисло-битумные преобразования, при которых возникают ассоциации кальцита, каолинита, халцедона, пирита и битумов, окислительные новообразования в зонах пластового окисления. Во время эпигенетического минералогенеза происходит наиболее интенсивное перераспределение и концентрация урана на восстановительном геохимическом барьере.

Эпигенетическая минеральная зональность в рудовмещающих пластах и рудных залежах этого типа выражена весьма отчетливо. В результате однонаправленного эпигенетического процесса в породах рудовмещающего горизонта формируется окислительная эпигенетическая минеральная зональность. Она проявляется в последовательной смене минеральных ассоциаций, отличающихся друг от друга уменьшением степени окисленности минералов от тыловой к передовой зонам. В пределах внутрипластовой рудоконтролирующей эпигенетической окислительной минеральной зональности, наложенной на сероцветные породы, обогащенные углефицированными остатками, по направлению движения пластовых вод вниз по падению пласта выделяются тыловая, центральная и передовая зоны (рис. 72).

В пределах тыловой зоны минералы железа и органическое вещество полностью окислены. Широко развитые оксиды и гидроксиды железа окрашивают породу в желтовато-бурые и светло-желтые цвета.

В центральной зоне процессы окисления проявлены ограниченно, происходит резкое изменение окислительной обстановки на восстановительную. Породы имеют серую, темно-серую окраску. В этой зоне концентрируются основные скопления урановых руд в виде черных порошковатых налетов и землистых выделений урановых черней в ассоциации с сульфидами железа. Здесь сосредоточены наиболее богатые руды. Текстуры руд в значительной степени определяются текстурными особенностями вмещающих пород. Наиболее широко распространены пятнистые, полосчатые и вкрапленные текстуры.

Передовая зона эпигенетической зональности условно начинается ниже (по падению пласта) контура рудного тела. Она характеризуется повышенными концентрациями урана (тысячные доли процента). Первичная окраска пород серая или зеленовато-серая, породы не затронуты процессами окисления.

В зонах эпигенетической окислительной зональности на некото-

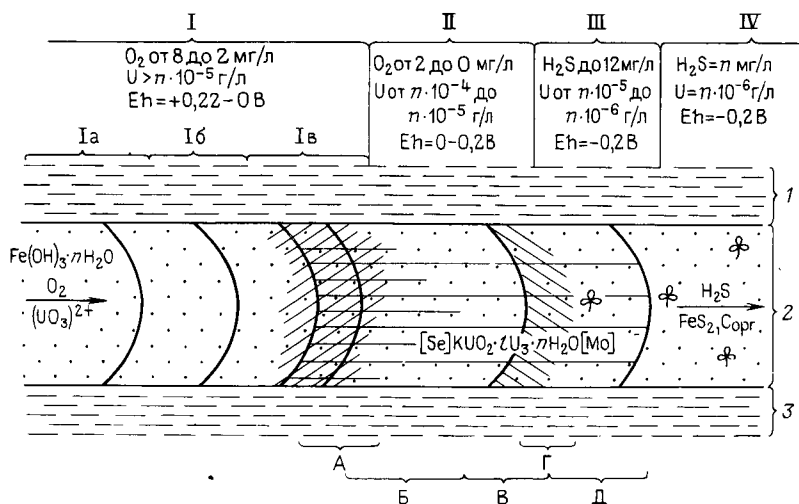


Рис. 72. Схема эпигенетической окислительной минеральной зональности в зонах выклинивания пластового окисления в породах с углистым органическим веществом:

I–III – зоны аэробного пластового окисления: I – тыловая (бурая, желтая; Ia–Iv – подзоны соответственно полного, неполного и точечного окисления), II – центральная (темно-серая до черной), III – передовая; IV – неизменные сероцветные породы с углистым органическим веществом; А–Д – подзоны анаэробного окисления с наложенной минерализацией: А – селеновой, Б – черных урановых руд, В – серых урановых руд. Г – повышенной концентрации молибдена, Д – выклинивания повышенных концентраций урана. 1–3 – горизонты: 1 – верхний водоупорный, 2 – водоносный напорных пластовых вод, 3 – нижний водоупорный

рых месторождениях фиксируются повышенные количества ванадия, молибдена, селена и рения, которые, как правило, не достигают промышленных концентраций, но могут быть рентабельны для извлечения при отработке способов ПВ. Минеральные формы молибдена не всегда устанавливаются.

Окислительная зональность, развивающаяся по битумсодержащим породам, аналогична окислительной зональности в песчаниках с углефицированными растительными остатками, но проявлена более контрастно.

Среди эпигенетических окислительных зон различают современные и древние (погребенные). На современном процесс продвижения фронта окисления вниз по падению под воздействием поступления нисходящих кислородсодержащих вод продолжается в настоящее время. Скорость его продвижения различна и зависит главным обра-

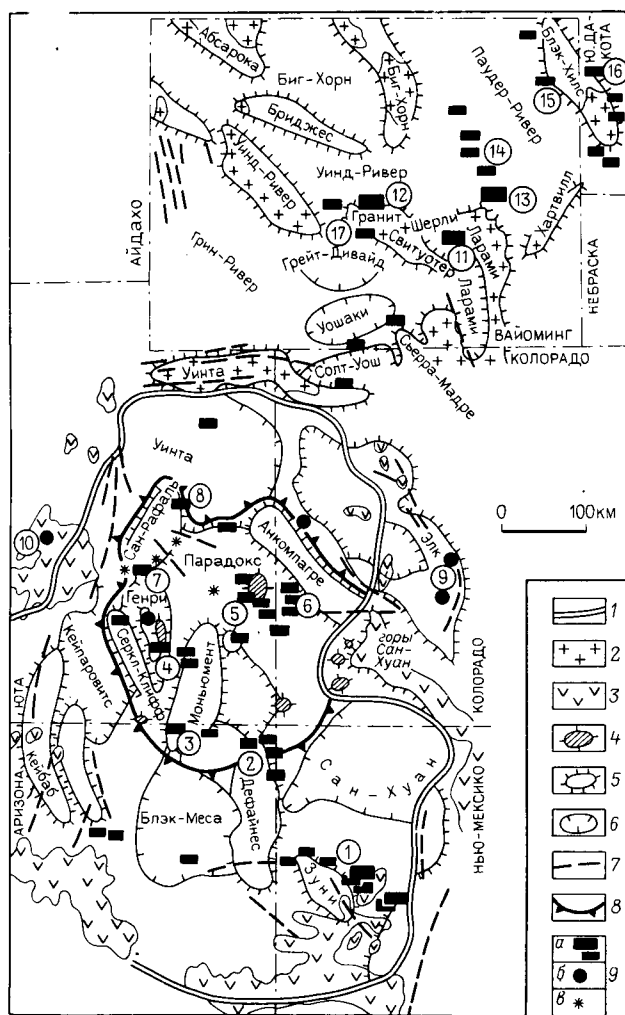


Рис. 73. Схема размещения урановых месторождений в провинциях Вайоминг и плато Колорадо. По Н.П. Лаврову и др:

1 — граница плато Колорадо; 2 — выходы докембрийских пород; 3 — вулканические комплексы кайнозоя; 4 — лакколиты; 5 — поднятия; 6 — впадины (бассейны); 7 — крупные разломы; 8 — главная куполовидная структура плато Колорадо; 9 — урановые месторождения и рудопроявления "песчаникового" типа (а), жильные (б), в трубах обрушения (в). Рудные районы и наиболее значительные месторождения (цифры в кружках): 1 — минеральный пояс Грантс, 2 — Люкачукай, 3 — Моньюмент-Валли, 4 — Уайт-Каньон, 5 — Лисбон-Валли, 6 — Ураванский минеральный пояс, 7 — Темпл-Маунтин; 8 — Сан-Рафаэль-Ривер, 9 — Фронт-Рейндж, 10 — Мэрсисвилл, 11 — Шерли-Бейсин, 12 — Гэз-Хилс, 13 — Хойленд, 14 — Паудер-Ривер, Бейсин, 15 — Блэк-Хилс, 16 — Кейв-Хилс, 17 — Кругс-Гэп, Ред-Дизерт

зом от изменения дебита фильтрующихся вод и концентрации растворенного кислорода, содержание которого в поверхностных водах гидросферы изменяется от 2 до 8 мг/л. В условиях спокойного тектонического режима и равнинного рельефа наблюдаемая скорость составляет около 1 мм/год.

Типичными примерами селен-ванадий-уранового оруденения в песчаниках, локализованного на выклинивании ЗПО, являются месторождения урановорудной провинции Вайоминг. Здесь сосредоточено 28 % промышленных запасов США. Эта провинция расположена севернее известной провинции плато Колорадо (рис. 73) и представляет собой ряд депрессий, выполненных платформенными отложениями мезокайнозоя и ограниченных поднятиями, в пределах которых обнажаются кристаллические породы докембрия.

Территория является окраиной древней платформы, охваченной тектонической активизацией. В строении платформенного чехла выделяется два структурных яруса. Нижний охватывает разрез от раннего палеозоя до юры и сложен преимущественно карбонатными породами, которые накапливались в лагунно-морских условиях. Они образовались до возникновения впадин и поднятий. Верхний структурный ярус представлен мел-кайнозойскими терригенными породами континентального и прибрежно-морского генезиса, отражающими этап эпиплатформенного орогенеза. В их составе преобладают сероцветные песчано-глинистые отложения. Разрезы верхнего структурного яруса в разных впадинах начинаются с различных стратиграфических уровней – верхнего мела, палеоцена или эоцена. Общая мощность верхнего структурного яруса больше, чем нижнего и достигает нескольких километров. В палеоген-неогеновых отложениях распространены прослои туфов, содержится примесь пеплового материала. Все урановые месторождения локализуются в основном в меловых и палеогеновых отложениях (табл. 12). Залегание рудовмещающих толщ почти горизонтальное.

Положение всех месторождений урана Вайомингской провинции контролируется зонами пластового окисления. Типичным примером может служить район впадины Паудер-Ривер (рис. 74). Рудовмещающей пачкой являются озерно-аллювиальные образования формаций Форт-Юнион (палеоцен) и Уосатч (ранний эоцен). Они сложены слабосцементированными песчаниками, песками, алевролитами и глинами. Отмечаются маломощные прослои бурых углей и углистых глин.

Наиболее крупное месторождение приурочено к пачке песчаников Хайленд мощностью около 50 м. Песчаники имеют аркозовый состав,

Таблица 12.

Стратиграфическая позиция урановых месторождений бассейнов Вайоминг.
По Н.П. Лаврову и др.

Система	Отдел	Формация	Мощность, м	Место- рожде- ния и рудопро- явления (+)	Отложения
Четвер- тичная	Аллювиальные отложения				
Неогено- вая	Плиоцен	Огаллала	—	+	Пески, алевролиты
	Миоцен (?)	Браунс- Парк	До 300	+	Песчаники, туфы
	Миоцен	Сплит- Рок Арикари	До 45 30—195	+ —	Конгломераты, песчаники, туфы
Палеогео- новая	Олигоцен	Уайт-Ри- вер	90—130	+	Пески, глины, го- ризонты вулканичес- кого пепла
	Эоцен	Уэгон- Бед	40—210	+	Песчаники, глины, бентониты
		Уинд-Ри- вер, Уосатч	90—180	Шерли- Бейсин, Гэз-Хилс	Песчаники и алев- ролиты, конгломе- раты, угли
	Палеоцен	Форт- Юнион	0—2400 (210— 360)	Моньюмент- Хилл и др.	Пестрые алевролиты, угли, конгломераты, песчаники, сланцы
Меловая	Верхний	Ланс, Хелл- Крик, Фокс- Хилс	До 1000	+	Глинистые сланцы, песчаники, угли
		Льюис Месаверде Пьер	1110 0—390 180	— +	Глинистые сланцы Серые, бурые песча- ники и сланцы
		Стилл, Коди	1350— 1650	—	
		Ниобра- ра	20—112	—	Глинистые черные сланцы Известняки, сланцы
		Фронтир Карлайл- Гринхорн	180—270 165—210	—	Серые бентониты, песчаники
	Нижний	Маури	120—160 (50—70)	—	Кремнистые, глини- стые сланцы

Продолжение табл. 12

Система	Отдел	Формация	Мощность, м	Место- рожде- ния и рудопро- явления (+)	Отложения
Меловая	Нижний	Термополис	62–77	—	Черные сланцы, песчаники, сланцы
		Ньюкасл	6–35		
		Скалл-Крик	75		Серо-черные сланцы
		Кloverли	10	Блэк-Хилс	Песчаники, сланцы
		Иньян-Кара	30–210	—	Песчаники, сланцы, известняки
Юрская	Верхний	Морисон	30–120	+	Пестрые песчаники, сланцы, конгломераты
	Средний	Санданс	72–145	—	Глауконитовые песчаники, сланцы

содержат примесь углистого органического материала и вулканического пепла. Они являются русловыми отложениями крупной равнинной реки. Месторождение сформировалось в бортовой части палеодолины в области фациального перехода русловых и озерно-пойменных осадков. Здесь отмечается оптимальное соотношение песчаных и глинистых прослоев (1 : 2).

Зона эпигенетической гематитизации (ЗПО) охватывает площадь 1500 км² и распространяется с запада на восток согласно понижению современного рельефа. На поверхности окислению подвергаются все породы, на глубине — только хорошо проницаемые. Проницаемость рудоносных песчаников Хайленд весьма высокая. Химизм подземных вод меняется от окислительных карбонатно-сульфатных перед роллами до карбонатных после рудных тел.

Месторождение локализовано в центриклинальной части впадины Паудер-Ривер. Все рудные залежи находятся в непосредственной близости от фронта выклинивания ЗПО (см. рис. 74). Эта граница выражена

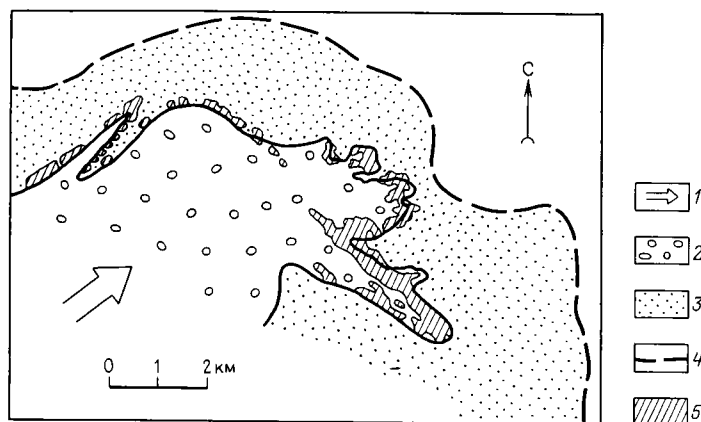


Рис. 74. Геологическое положение в плане урановорудных тел месторождения Паудер-Ривер. По А.Р. Дал и Д.Л. Хэгмайер:

1 — направление потока подземных вод; 2–3 — песчаники: 2 — окисленные, 3 — восстановленные; 4 — граница распространения песчаников; 5 — урановое оруденение

зоной желто-коричневых пород с гематитом и зоной осветления, к которым примыкают рудные тела в форме простых роллов протяженностью до 1000 м. Мощности рудных тел в мешковых частях варьируют от 0,5 до 5 м. Содержания урана составляют 0,1–0,15 %. В хвостовой части роллов имеется широкий (несколько сотен метров) ореол убогого оруденения с содержаниями урана 0,04–0,08 %. Руды равновесные.

Урановые минералы представлены коффиномитом и тонкодисперсными оксидами. Для рудной зоны типично распространение дорудного пирита, повышенные концентрации селена (до 0,02 %) и ванадия (не более 0,011 %).

В районе Паудер-Ривер вначале отрабатывались вторичные окисленные руды, расположенные выше уровня грунтовых вод. Они состоят из тюамунита, карнотита, уранофана и реликтов настурана. Рудные тела окисленных руд имеют форму роллов почти без крыльев. Они тяготеют к границе бурых и красных песчаников и представляют собой реликтовое оруденение, связанное с ранней стадией развития ЗПО. Эти рудные тела мелкие, длиной до первых метров. Содержания урана в них 0,5–1,2 %, ванадия 0,25–0,45 %. Руды неравновесные, возраст их от 13 млн. лет до 280 тыс. лет.

Генезис оруденения. Месторождения образованы ураноносными растворами, исходящими от поверхности вниз по падению водопроницаемых горизонтов и относятся к группе эпигенетических инфильтра-

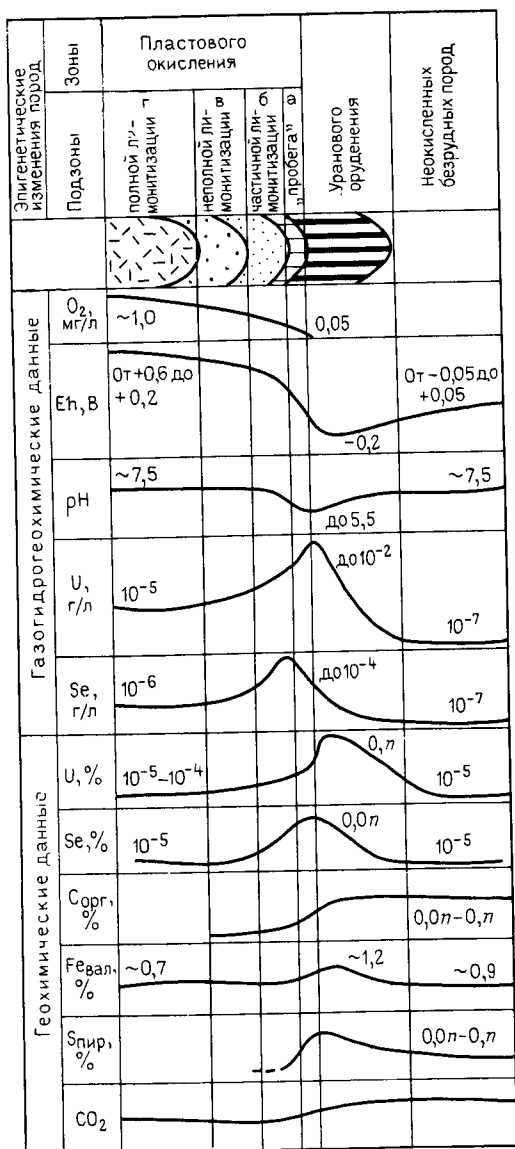


Рис. 75. Геохимическая характеристика зоны выклинивания пластового окисления. По М.Ф. Каширцевой и А.К. Лисицину

ционных. Они формируются в инфильтрационных артезианских бассейнах. Источником питания служат грунтовые или трещинные воды, обогащенные значительным количеством свободного кислорода и отличающиеся высокими значениями Eh. Содержание урана в них составляет $n \cdot 10^{-5}$ г/л.

Эпигенетическая минеральная зональность в горизонте песчаников согласуется с выявленной гидрохимической зональностью фильтрующихся растворов (рис. 75).

Установлено, что в тыловой зоне пластового окисления воды характеризуются высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала (Eh до + 0,22 В) и слабощелочной реакцией (pH = 7,5–8,5). Они имеют сульфатно-хлоридный, натриево-кальциевый состав с общей минерализацией 5–15 г/л, содержат растворенный кислород и углекислоту. Уран транспортируется водным раствором в виде карбонат-ураниловых анионных комплексов $UO_2 \times (CO_3)_2^{2-}$.

Содержание урана в водном растворе повышается по мере приближения к рудной залежи, иногда достигая $n \cdot 10^{-3}$ г/л. Кислород этих вод окисляет органическое вещество и минералы, способные к окислению, создавая зону внутрипластового окисления.

В центральной зоне гидрохимического профиля перед мешковой частью рудного ролла содержание свободного кислорода в водах постепенно уменьшается до 0,0п мг/л, что вызывает скачкообразное падение значений окислительно-восстановительного потенциала пластовых вод до $E_h = -0,195$ В и сопровождается также уменьшением в водах содержания растворенного урана до $n \cdot 10^{-6}$ г/л. Хорошо растворимые соединения уранила переходят в восстановительных условиях в труднорастворимые соединения четырехвалентного урана: урановую чернь, настуран или коффинит.

Одновременно с ураном происходит осаждение и элементов-спутников – селена и молибдена. Зона селеновой минерализации предшествует и частично накладывается на зону урана, а зона повышенных концентраций молибдена следует за урановой, так как для осаждения селена нужны более высокие, а для молибдена более низкие значения E_h , чем для урана. На геохимических восстановительных барьерах накапливаются соединения и других элементов-спутников урана – ванадия, меди, рения, скандия.

О возможных первичных источниках урана и сопутствующих элементов высказываются различные точки зрения. Наибольшее распространение получила гипотеза о привносе этих компонентов грунтовыми водами из области питания в результате разрушения и выщелачивания их из гранитовых пород и углеродисто-кремнистых сланцев, содержащих повышенные концентрации урана и других элементов.

Однако известны урановые месторождения, удаленные на значительные расстояния от горного обрамления. В этих случаях не исключается возможность мобилизации урана из водопроницаемых красноватых толщ в элизионных артезианских бассейнах. Поровые воды в осадочных породах, захороненные одновременно с осадками, содержат растворенный кислород, который создает высокий окислительно-восстановительный потенциал в водном растворе, достаточный для того, чтобы удерживать растворимые соединения шестивалентного урана в форме иона уранила. На границе таких водопроницаемых пластов песчаников с сероцветными породами, содержащими сульфиды и органические соединения, образуются зоны внутрипластового окисления пород и создаются геохимические барьеры для осаждения

урана. Источником урана могут служить сами вмещающие породы, обогащенные ураном.

В отдельных районах встречаются примышленные концентрации урана в песчаниках, положение которых не контролируется зонами пластового окисления. Рудные тела имеют линзовидную форму и локализуются вблизи малоамплитудных разрывных нарушений, что указывает на возможный глубинный источник урана.

Таким образом, для месторождений рассматриваемого промышленного типа могут быть различные источники урана. Вопрос об относительной роли каждого из них может решаться лишь на конкретном фактическом материале изучения месторождения.

6.3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БИТУМНО-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ (УРАНОНОСНЫЕ ГУМАТЫ)

К битумно-урановой формации относятся крупнейшие месторождения рудного района Грантс в штате Нью-Мексико на плато Колорадо. В работах последних лет ставится под сомнение целесообразность выделения этих месторождений в качестве особого типа "ураноносных асфальтитов", однако специфика вещественного состава руд, эпигенетических изменений вмещающих пород, условий рудолокализации и морфологии рудных тел позволяют объединить их в самостоятельную формационную группу.

Месторождения этого типа известны в нашей литературе как битумно-урановые. В последние годы в американской литературе они описываются как месторождения ураноносных гуматов. Предполагается, что гумусовые кислоты, образовавшиеся при разрушении рассеянных и захороненных в песчано-сланцевых отложениях растительных остатков, переносились совместно с ураном первоначально щелочными подземными водами. При изменении щелочной среды на кислую происходило разрушение комплексов и осаждение гуматов, которые активно сорбировали уран, содержащийся в подземных водах. Так формировались урановые месторождения ураноносных гуматов. Урановые минералы встречаются только совместно с гуматами и слагают единые рудные тела пластообразной формы.

Суммарные запасы урана минерального пояса Грантс (рис. 76) оцениваются в 400–500 тыс. т и составляют более 50 % всех прогнозных ресурсов США. Месторождения прослеживаются в пределах северо-западной зоны шириной до 15 км и длиной до 160 км. Наиболее крупные месторождения – Галлап, Черч-Рок, Смит-Лейк, Амброзия-Лейк,

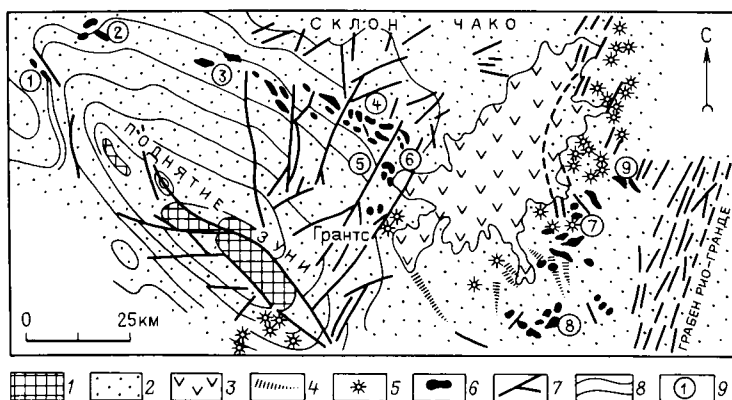


Рис. 76. Геологическое строение минерального пояса Грантс. По Н.П. Лаврову и др.:

1 – выходы докембрийского фундамента; 2 – породы мезозойского осадочного чехла; 3 – поле вулканических пород Маунт-Тейлор; 4 – дайки основных пород; 5 – некки; 6 – урановорудные залежи; 7 – зоны разломов; 8 – изогипсы пород фундамента; 9 – месторождения: 1 – Галлап, 2 – Черч-Рок, 3 – Смит-Лейк, 4 – Амброзия-Лейк, 5 – Пойсон-Каньон, 6 – Маунт-Тейлор, 7 – Норт-Лагуна, 8 – Саут-Лагуна, 9 – Бернабе-Монтано

Пойсон-Каньон, Маунт-Тейлор, Джекпайл, Саут-Лагуна и Бернабе-Монтано – чередуются с более мелкими месторождениями и рудопроявлениями. Месторождение Амброзия-Лейк обладает уникальными запасами урана и определяет промышленную значимость района. Из шахт и карьеров месторождения добыто уже более 100 тыс. т урана.

В геологическом строении района Грантс, как и во всей урановорудной провинции плато Колорадо, различают два структурных этажа. Нижний этаж сложен докембрийскими метаморфическими породами и гранитами, верхний представляет собой фанерозойский платформенный чехол общей мощностью 1500–4500 м. В строении платформенных образований выделяется три комплекса пород. Нижний охватывает морские терригенно-карбонатные отложения от кембрия до перми, средний включает континентальные терригенные породы перми, триаса и юры и является рудовмещающим, верхний объединяет мел-кайнозойские континентальные, прибрежно-морские, терригенные отложения и вулканогенные образования (туфы, туффиты, вулканические покровы неогенового возраста). Каждый комплекс отделен поверхностными размытиями и отражает определенные этапы тектонического развития плато Колорадо. Породы нижнего комплекса платформенного чехла формировались в спокойных тектонических условиях

шельфа Северо-Американского континента на границе его с Кордильерской геосинклиналью.

Начиная с перми и до юры регион испытывал блоковое дифференцированное воздымание; для этого периода характерно неравномерное континентальное осадконакопление, что соответствует тектонической активизации плато Колорадо. Лишь дважды в средней и поздней юре (формации Кармел, Тодилто и Куртис) накапливались мощные лагунно-морские и озерные глинисто-карбонатные отложения. В это время по конседиментационным структурам были заложены палеодолины, выполняющиеся аллювиальными и наземно-дельтовыми отложениями. С русловыми песчаниками таких палеодолин позднетриасового (формация Чинл) и в основном позднеюрского (формация Морисон) возраста связаны все промышленные урановые месторождения провинции.

В мел-кайнозойский период геологического развития продолжались значительные блоковые перемещения, приведшие к образованию систем поднятий, куполов, валов и депрессий, крупных зон разломов, лакколитовых гор и вулканических плато. В регионе сформировались центральная наиболее поднятая часть с многочисленными куполами и складчато-глыбовыми деформациями, а также обрамляющие ее зоны впадин (Уинта, Сан-Хуан, Блэк-Меса, Кейпаровитс), которые сменяются внешними поднятиями Зуни, Кейбаб, Дефайнес и др. (см. рис. 73).

Район Грантс располагается на юго-востоке плато Колорадо. Он охватывает моноклиналичную структуру (так называемый склон Чако) между поднятием Зуни и впадиной Сан-Хуан (см. рис. 76). В восточной части района имеется вулканическое поле Маунт-Тейлор неогеновых андезитов и липаритов. С юго-востока он ограничен крупным грабеном Рио-Гранде. В тектоническом строении района преобладают северо-западные и северо-восточные структуры, по-видимому, кайнозойского возраста. Валообразное поднятие Зуни северо-западного простирания разбито продольными разломами. На северо-восток протягиваются вулканическое плато, система вулканических аппаратов и многочисленные разломы.

Основное урановое оруденение приурочено к песчаникам юрской формации Морисон. Небольшие рудные залежи установлены в известняках юрской формации Тодилто и углистых аргиллитах меловой формации Дакота.

В продуктивной формации Морисон выделяются две позднеюрские продуктивные пачки пород — Браши-Бейсин и Уэстуотер-Каньон,



Рис. 77. Геологический разрез по линии Амброзия-Лейк – Норт-Лагуна. По В.И. Казанскому и др.

в которых сосредоточены наиболее крупные месторождения рудного района Грантс. Они подстилаются породами свиты Рекапчер с характерным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, а выше, на породах свиты Браши-Бейсин, с угловым несогласием залегают нижнемеловые песчаники формации Дакота (рис. 77).

В состав свиты Браши-Бейсин входят аргиллиты зеленовато-серого цвета с отдельными мощными прослоями аркозовых песчаников. В верхней части выделяются песчаники Джекпайл мощностью от 6 до 100 м.

Среди отложений свиты Уэстуотер-Каньон преобладают плохосортированные аркозовые полевошпатовые песчаники светло-коричневой и серой окраски с редкими прослоями зеленых бентонитовых аргиллитов. Обе свиты имеют постепенные переходы и фациально замещают друг друга (см. рис. 77). Породы падают на северо-восток под углом 3–5°.

Рудовмещающие породы свиты Уэстуотер-Каньон представляют собой сравнительно мощные (от 15 до 82 м) аллювиальные отложения, регионально развитые вдоль южной границы бассейна Сан-Хуан. Почти для всех пород характерна косая слоистость. Различают четыре главные фации песчаников: русловые разветвленных потоков, русловые спрямленных потоков, пойменно-русловые меандрирующих потоков, пойменно-русловые дельтовых притоков. Протяженность таких русловых систем достигала нескольких километров, а ширина – первых сотен метров. В породах этой свиты довольно часто встречаются окаменелые древесные остатки и кости динозавров. Отсутствие пластов угля и углистых сланцев или хотя бы отпечатков листьев в аргил-

литах указывает на устойчивый семиаридный климат и слабое развитие растительности.

Месторождения урана бассейна Сан-Хуан приурочены только к породам позднеюрского возраста. В аллювиальных песчаниках формации Морисон сосредоточено около 98 % всех запасов урановых руд района Грантс.

Рудные тела обычно стратиморфные. Они встречаются в виде удлинённых пластообразных тел, объединяемых в линейно-вытянутые зоны. Пластообразная форма залежей существенно изменяется и усложняется при наложении широко проявленных здесь процессов пострудного пластового и трещинного окисления. В связи с этим выделяют первичные пластообразные – досбросовые – рудные залежи и переотложенные, контролируемые зонами пластового окисления и повышенной трещиноватости – послесбросовые (рис. 78).

Пластообразные (досбросовые) рудные залежи представлены пластами, линзами и линзовидными телами с пологим субпараллельным напластованию песчаников залеганием. Они имеют ширину от десятков до тысячи метров и длину от нескольких сотен до первых тысяч метров. Мощность их изменяется от нескольких сантиметров и обычно не превышает 3 м. Контакты с вмещающими породами резкие, определяются по отчетливой смене окраски – от желтовато-белой вмещающих пород через светло-серые к темно-серой рудной массе. Длинная сторона залежей почти всегда параллельна направлению транспортировки осадков. Рудные линзы обычно изолированы или соединяются

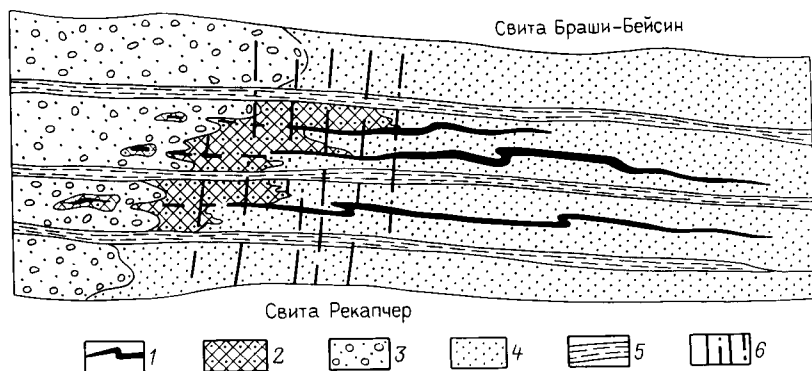


Рис. 78. Строение до- и послесбросовых рудных тел в разрезе. По М.М. Ройбер:
1 – пластовые (досбросовые) рудные тела; 2 – рудный столб (послесбросовый); 3–5 – породы свиты Уэстуотер-Каньон: 3–4 – песчаники (3 – окисленные, 4 – неокисленные сероцветные), 5 – аргиллиты; 6 – зона трещин

тонкими рудоносными прослоями, залегающими субгоризонтально в пачке песчаников. Часто такие рудоносные пласты размещаются один над другим в виде нескольких рудных горизонтов, расположенных уступами.

Рудные залежи являются согласными и пологосекущими по отношению к поверхностям напластования, часто повторяют слоистые текстуры и вытянуты вдоль палеорусел. Досбросовые рудные тела не контролируются постседиментационными разломами и пликативными дислокациями. Считается, что рассматриваемые рудные тела связаны с ореолами эпигенетического восстановления (осветления) первично красноцветных пород. Это подтверждается наличием реликтов гематизированных пород в серых рудоносных песчаниках.

Изменения пород проявляются в развитии пирита и углеродистого вещества, альбитизации плагиоклазов, распространении иллит-монтмориллонитового агрегата в цементе песчаников. Около рудных тел глинистые минералы замещаются хлоритом, происходит перераспределение кварца и кальцита в верхней части рудных залежей. Эпигенетические зоны сменяются снизу вверх по разрезу рудоносных пластов. Углеродистое вещество замещает цемент и корродирует обломочные зерна песчаника. Раньше углеродистое вещество считалось окисленными остатками углеводов, в последнее время обосновывается гумусовая природа ураноносного органического вещества, которое привносилось подземными водами и концентрировалось вблизи их верхнего уровня. Этим объясняется тот факт, что верхние границы рудных залежей ровные и располагаются примерно на одном уровне.

Уран рассеян в органической фазе в виде уран-органических комплексов и субмикроскопических выделений коффинита. Кроме урана в органическом веществе присутствуют в повышенных концентрациях железо, ванадий, молибден и селен.

Содержание урана в первичных рудах изменяется от 0,17 до 13 %. Наиболее богатые руды тяготеют к ореолам гуматов, окружающих окаменелые стволы или зоны распространения углистых глин. Среднее содержание урана в первичных рудах месторождения Амброзия-Лейк составляет около 0,26 %.

Переотложенные (послесбросовые) рудные тела имеют сложную ролло- или столбообразную ("стэки") форму. Их появление связывают с проникновением во вмещающие породы после формирования пластовых рудных залежей кислородсодержащих подземных вод, растворяющих органическое вещество. Это приводило к перераспределению урана вдоль границ окисленных песчаников с перемещением его вниз

по падению пластов. Роллообразные тела приурочены к границам выклинивания зон пластового окисления, а рудные столбы – к системам трещин во вмещающих породах, экранировавших перемещение пластовых вод.

Рудные тела в форме роллов возникали при замедлении движения подземных пластовых вод вдоль верхнего и нижнего контактов песчаников и переотложении урана в центральной части пласта. По форме они во многом схожи с рудными телами роллового типа селен-ванадий-урановой формации бассейна Вайоминг, но только образуются за счет первичных пластовых залежей и обычно пространственно примыкают к ним. Оруденение роллового типа отмечено только там, где существовавшие ранее первичные руды могли подвергаться переотложению. Рудный материал перемещался по падению пластов примерно на 300 м. Если зоны пластового окисления распространялись на большую глубину, первичные руды могли полностью разрушаться без накопления на фронте зоны пластового окисления.

Переотложенные руды обычно имеют относительно четкий контакт с окисленными песчаниками, расположенными выше по падению пласта, и в виде вкрапленности оконтуривают пластовые тела первичных руд в неокисленных породах. Там, где первичные руды слагают несколько горизонтов, переотложенные образуют мощные, весьма протяженные рудные тела, охватывающие и промежутки между ними (см. рис. 78).

В обогащенных участках содержание урана в рудах может составлять более 0,85 % (среднее 0,22 %). В переотложенных рудах также отмечается повышенные концентрации селена и ванадия. Селен представлен самородным элементом или ферроселитом, ванадий – монторозеитом. Содержание урана и ванадия в переотложенных рудах ниже, чем в первичных.

Помимо рассмотренных крупных месторождений ураноносных гуматов, битумно-урановое оруденение известно и в карбонатных породах. Здесь оно локализовано в горизонтах трещиноватых доломитизированных известняков, пронизанных сутуро-стиллолитовыми швами. Известняки обладают повышенной проницаемостью за счет трещиноватости (трещины скола и отрыва, сутуры) или вторичной доломитизации. К этому типу относятся мелкие месторождения в верхнеюрских известняках Тодилто района Грантс.

Урановое оруденение образует равномерно рассеянную вкрапленность в ассоциации с битуминозным веществом или в виде черной и

настурана заполняет промежутки между зернами карбонатов, микро-трещины и поры выщелачивания.

Небольшие скопления ураноносных битумов в карбонатных породах встречаются также в карстовых воронках и структурах обрушения.

Генезис месторождений. О генезисе ураноносных гуматов существуют различные точки зрения.

В 60-х гг., после открытия и изучения месторождения Амброзия-Лейк, все месторождения рудного пояса Грантс выделялись как битумно-урановые. Их формирование связывали с нефтегазоносными структурами, нарушенными разломами, а процесс рудоотложения объясняли взаимодействием пластовых инфильтрационных ураноносных вод с нефтяными углеводородами.

В 70-х гг. стали считать, что углеводороды в песчаниках и алевролитах плато Колорадо образовались при осаждении гумусовых органических веществ – гуматов, мигрировавших в подземных водах. Возможность миграции урана в восстановительных и глеевых водах, содержащих гумусовое вещество, доказана экспериментально.

Среди различных генетических моделей формирования месторождений наиболее убедительной представляется одна из них, предполагающая, что основным источником урана и гумусового вещества служили песчаники свиты Уэстуотер-Каньон. Они обладали благоприятным химическим потенциалом за счет изначально повышенных концентраций органического вещества (растительного детрита) и урана (содержался в вулканических стеклах и туфогенной составляющей песков и глин). Гидрогеологическая система в осадках формации Морисон обеспечивала активное взаимодействие пластовых вод с вмещающими породами. Ниже постоянного уровня грунтовых вод, в областях скопления значительных количеств органического детрита, создавались благоприятные анаэробные условия. Бактериогенный сероводород, диоксид углерода, метан и водород, образующиеся при брожении растительного материала, вызывали падение pH. Железо подземных вод, вступая в реакцию с сероводородом, соединялось в моносulfиды и пирит. Это химическое восстановление песков могло происходить уже на ранних стадиях диагенеза на небольших глубинах.

Близ уровня грунтовых вод, в области нейтрализации щелочных растворов, происходила флокуляция гумусовых веществ. Первоначальным продуктом флокуляции был тонкий гель, накапливавшийся в виде пластообразных субгоризонтальных залежей в русловых песках.

После погребения русловых отложений возникала кислая восстановительная среда, защищающая залежи гуматов от разрушения и способствующая непрерывной адсорбции не только урана, но и железа, молибдена, селена, мышьяка. Последовательность событий могла повториться вновь на более высоком стратиграфическом уровне; этим объясняется многоярусность строения рудных залежей.

Пласто- и линзообразные залежи представляют собой наиболее ранние концентрации урана, сформировавшиеся до заложения разломов и трещин. Почти все первичные руды пересекаются и смещаются разрывными нарушениями. Возраст хлорита и аутигенного монтмориллонита из рудных пачек, определенный Rb-Sr методом, составляет соответственно 139 ± 12 и 149 ± 9 млн. лет. Полагают, что эта датировка близка к возрасту вмещающих пород. Модельный возраст урановых руд из свиты Уэстуотер-Каньон рассчитан как 110 ± 10 млн. лет.

Появление переотложенных руд связано с развитием обширных зон пластового окисления, распространявшегося от северной границы поднятия Зуни вниз по падению пластов песчаников. Этот процесс происходил в послемiocеновое время в интервале от 10 млн. лет до 500 тыс. лет.

6.4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЙ-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПЕСЧАНИКАХ ПАЛЕОРУСЕЛ

Месторождения данной формации широко распространены в различных регионах земного шара: в США (плато Колорадо, рудные районы Ураванский, Лисбон-Валли, Моньюмент-Валли, Сан-Рафаэль-Ривер, Уайт-Каньон), в ВНР (Мечек), СФРЮ (Жировски-Врх), Японии (Тоно, Нинге-Тогэ), Африке (район Мали-Нигерской синеклизы) и др.

Это чаще всего небольшие и реже средние по запасам месторождения. Они встречаются в красноцветных молассоидных формациях межгорных и наложенных впадин различного возраста – от девона до неогена. Урановое оруденение всегда локализуется в горизонтах сероцветных гравийно-песчаных отложений, содержащих углефицированный детрит. Такие горизонты являются отложениями палеорусел равнинно-долинного пояса. Вследствие этого для месторождений характерен стратиграфический и литолого-фациальный контроль оруденения.

Для рудовмещающих молассоидных толщ характерно отчетливое ритмичное строение с хорошо выраженным различием литогенетических типов континентальных отложений. На возвышенных участках,

где русла были узкие и имели относительно большие уклоны, отлагались песчаники и конгломераты. На пологих равнинах с малыми уклонами в широких меандрирующих русловых потоках накапливались угленосные аргиллиты. Переходные зоны от песчаников на склонах поднятий к угленосным аргиллитам прилегающих низменностей оказались наиболее благоприятными для формирования урановых залежей. Рудные тела протягиваются в основном согласно палеоруслам. В пределах месторождений наряду с линзовидно-полосовидными рудными залежами встречаются мелкие изометричные рудные тела и рудные гнезда.

Наиболее разведанные и изученные месторождения подобного типа сосредоточены в центральной части плато Колорадо в пределах главной куполовидной структуры (см. рис. 73). В ее строении выделяется ряд валообразных поднятий (Сан-Рафаэль, Анкомпагре, Моньюмент, Серкл-Клифф), разделенных впадинами.

Месторождения и рудопроявления прослеживаются в виде линейных или дугообразных поясов вдоль отдельных поднятий. Так, вдоль юго-западного склона поднятия Анкомпагре выделяется Ураванский рудный пояс.

Месторождения Ураванского рудного района приурочены к верхним горизонтам песчаников пачки Солт-Уош верхнеюрской формации Морисон. Рудоносная толща сложена красно- и сероцветными песчаниками и залегает полого с углом падения до 5° . Все месторождения локализуются в пределах дугообразной полосы длиной 208 км и шириной 5–19 км, которая объединяет систему палеорусел, или каналов. Здесь известно более сотни рудных залежей с общими запасами урана около 20 тыс. т.

Продуктивная пачка Солт-Уош представлена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В ее разрезе обычно выделяется три крупных ритма, примерно одинаковых по составу и мощности (около 25 м). В основании ритмов развиты песчаники, в верхних частях – алевролиты и аргиллиты с тонкими линзами песчаников. Иногда можно наблюдать два или четыре ритма – их число изменяется за счет выклинивания или расщепления песчаных линз. Ритмы разделены эрозионными поверхностями.

Основные запасы урановых руд локализуются в песчаниках верхнего ритма, хотя оруденение встречается в ниже- и вышележащих линзах песчаников.

Песчаники Солт-Уош существенно кварцевые, содержат примесь глинистого материала, окатыши глин, обугленные растительные

остатки. В рудоносных песчаниках отмечается разнообразная косая слоистость. Вверх по разрезу песчаных линз косослоистые текстуры сменяются горизонтальной и волнистой слоистостью или неслоистыми разностями пород. Русловые песчаники выполняют каналы мощностью 15 м, шириной 1,5 км и длиной несколько километров.

В генетическом отношении продуктивная пачка представляет собой огромный аллювиальный конус – наземную дельту. Она образована системой русловых потоков, которые веером расходились с запада на север и восток. В этой громадной сухой дельте веерно-русовая зона сменяется застойноводной, обогащенной растительными остатками. Эта последняя зона и определила положение всех месторождений Ураванского урановорудного района.

Формы рудных тел и условия их локализации непосредственно связаны с морфологией и размерами рудовмещающих линз русловых песчаников. Рудные залежи имеют линзо- и пластообразную форму и залегают согласно с напластованием. Иногда встречаются роллы, которые заканчивают пластовые залежи. Уран и ванадий в рудных телах распределены неравномерно. Мощность рудных тел колеблется от нескольких дециметров до 7,5 м, составляя в среднем 1 м; их длина – десятки метров, ширина – метры.

Общая ориентация рудных валиков и длинных осей линз согласуется с расположением захороненных стволов деревьев, косых серий и других структур течения в палеоруслах. Размеры рудных тел также соответствуют размерам вмещающих сероцветных песчаников, содержащих углефицированные растительные остатки. Наиболее богатое оруденение сосредоточено в согласных пластовых телах, приуроченных к местам переслаивания песчаников и аргиллитов. В песчаниках с однородным строением преобладают рудные роллы, секущие слоистость. Форма рудных тел сложная. Часто они располагаются кулисообразно, так же как и линзы рудовмещающих песчаников. Отмечается сложное ветвление и расщепление рудных тел.

Важным условием локализации уранового оруденения в песчаниках является их повышенная проницаемость. Наибольшей проницаемостью обладают однородные мелко- и среднезернистые песчаники. Участки с повышенной проницаемостью совпадают с осями палеорусел.

Руды комплексные, помимо урана содержат ванадий (до 2 %) и иногда медь (до 0,3 %). Соотношение содержаний ванадия и урана изменяется от 3 : 1 до 10 : 1. Последнее типично для богатых руд. Выделяются два типа руд: окисленные и неокисленные. Руды первого

типа преобладают. Они представлены карнотитом, тюямунитом и беккерелитом, ассоциирующими с лимонитом и окисленными минералами ванадия. В неокисленных рудах встречены коффинит, настуран и урановые черни, монтрозеит, пирит, незначительно распространены сульфиды других металлов. Рудные минералы замещают растительные остатки в цементе.

Ближние условия локализации уранового оруденения отмечаются на месторождениях рудного района Сан-Рафаэль-Ривер, где общие запасы урана оцениваются в 27 тыс. т. Линзовидные рудные тела здесь тоже приурочены к верхним русловым песчаникам пачки Солт-Уош.

В урановорудных районах Лисбон-Валли, Моньюмент-Валли и Уайт-Каньон месторождения тяготеют к базальным пачкам песчаников и конгломератов триасовой формации Чайнл. Урановорудные районы Моньюмент-Валли и Уайт-Каньон располагаются в западной и южной части поднятия Моньюмент. Породы здесь залегают почти горизонтально с углами падения 2–4° и нарушены пострудными сбросами.

Рудовмещающими базальными отложениями формации Чайнл является пачка Шайнарамп, залегающая с пологим угловым эрозионным несогласием на подстилающих триасовых морских глинистых отложениях формации Моенкопи. Прекрывается пачка Шайнарамп мощной (140–400 м) толщей пестроцветных морских туфогенно-глинистых пород, имеющих региональное распространение и в районе Лисбон-Валли. В состав пачки Шайнарамп входят сероцветные песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты, содержащие большое количество обугленных древесных остатков. Общая мощность ее колеблется от 3 до 75 м.

Рудовмещающие песчаники являются русловыми отложениями (рис. 79). Палеорусла пачки Шайнарамп врезаются в формацию Моенкопи. Они имеют корытообразную форму и состоят из одной или нескольких промоин, причем в узких палеоруслах отлагались песчаники и конгломераты, а в широких – алевролиты и аргиллиты.

Региональная зона фациальной смены песчаников аргиллитами протяженностью 200 км и шириной до 20 км контролирует пространственное размещение месторождений. В этой зоне отмечается ветвление палеорусел и, вероятно, в ней происходило наибольшее накопление органического вещества.

Самыми крупными месторождениями являются Хеппи-Джек в рудном районе Уайт-Каньон и Моньюмент-Валли в одноименном районе с общими запасами около 10 тыс. т. Рудные тела представлены вытянутыми линзами с соотношением длинных и коротких осей от 5 : 1

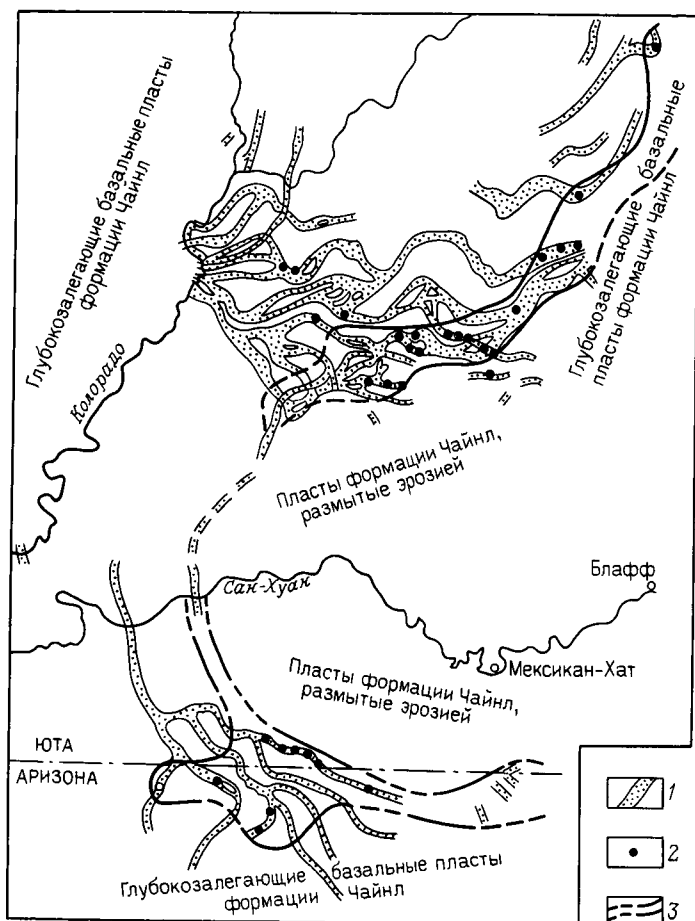


Рис. 79. Схема размещения системы каналов (палеорусел) пачки Шайнарамп в урановых районах Моньюмент-Валли и Уайт-Каньон. По В.И. Казанскому и др.: 1 — палеорусла (каналы); 2 — месторождения урана; 3 — границы рудного пояса

до 50 : 1. Оруденение приурочено к нижней эрозионной поверхности пачки Шайнарамп (рис. 80). Изометричные рудные линзы встречаются реже и имеют амебообразную форму в плане.

Рудные тела и их изгибы в плане полностью совпадают с морфологией палеорусел. Считается, что наиболее благоприятными являются участки извилин и разветвления палеоканалов. Рудные тела залегают согласно со слоистостью вмещающих пород. Наиболее богатое орудене-

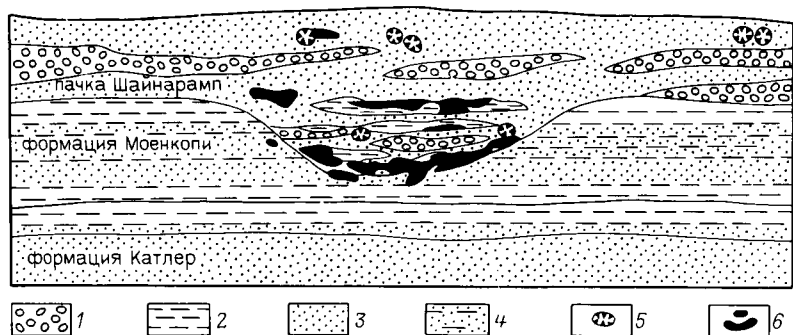


Рис. 80. Геологический разрез через рудный канал месторождения Хэпий-Джек. По Дж. Ридж:

1 — конгломераты; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — участки окремнения; 6 — рудные скопления

ние контролируется прослоями углистых алевролитов. Мощность рудных тел от нескольких дециметров до 3,5 м, длина — от сотен метров до километров. Преобладают мелкие рудные тела.

Рудовмещающие песчаники окрашены в светло- и зеленовато-серые цвета. В зоне окисления они желтые. Неокисленные руды слагают большую часть рудных тел. В них присутствуют настуран и коффинит в ассоциации с монтрозеитом и сульфидами железа, меди и свинца. Содержание урана колеблется от 0,1 до 0,3 %, оксида ванадия — от 0,2 до 1,4 %, меди от 0,1 до 2,5 %. Отмечены повышенные концентрации кобальта, хрома, серебра, цинка, иттербия.

Ванадий-урановые месторождения района Лисбон-Валли тоже приурочены к палеоруслам базальной пачки триасовой формации Чайнл. В этом районе в полосе длиной 25 км и шириной 1 км запасы урана оцениваются в 20 тыс. т. Оруденение прослежено на глубину до 800 м.

Генезис месторождений. В описываемых месторождениях наблюдается отчетливая связь оруденения с древними грунтовыми водами. В Ураванском районе это могли быть потоки субнапорных грунтовых вод крупной наземной дельты. В рудных районах Лисбон-Валли, Моньюмент-Валли и Уайт-Каньон должны были участвовать грунтовые воды подрусловых потоков. В местах фациального замещения песчаников алевропелитами, по-видимому, существовали древние очаги разгрузки, определявшие положение рудных районов. Так, дуговидная полоса месторождений Ураванского района тяготеет к очагам разгрузки грунтовых вод, расположенным во фронтальной зоне

выклинивания палеорусел дельты. В других районах месторождения контролируются очагами разгрузки грунтовых вод, находившимися в прибортовых частях аллювиальных долин. Локальные очаги разгрузки древних грунтовых вод обусловили положение рудных тел. Они размещались в участках ветвления палеорусел, выклинивания веерно-русловых отложений отдельных рукавов наземной дельты. На это указывает повсеместная приуроченность оруденения к прослоям глинистого состава.

Доказательством связи уранового оруденения с древними грунтовыми водами являются следующие факты:

- 1) отчетливый фациальный контроль месторождений отложениями палеорусел;
- 2) приуроченность оруденения к основаниям пластов русловых отложений, отличающимся в ряде случаев повышенной проницаемостью;
- 3) ролловая и линзовидная форма рудных тел;
- 4) приуроченность оруденения к определенным гипсометрическим уровням;
- 5) локализация рудных тел в участках, обогащенных органическими углефицированными остатками, сопровождаемыми локальными ореолами осветления пород.

Рудоносные воды, вероятно, были слабощелочными и глеевыми; об этом свидетельствуют карбонатизация вмещающих пород и семиаридные условия осадконакопления. В таких водах уран хорошо мигрирует не только в окислительной, но и в глеевой среде. В местах сероводородного восстановительного, кислого и сорбционного геохимических барьеров происходило накопление урана, ванадия, меди и других рудных элементов. Следует отметить, что появление кислых и сероводородных барьеров, по-видимому, было обусловлено биохимической деятельностью микроорганизмов, хорошо развивающихся на углефицированных остатках растений.

Источником урана могли служить, как это считают многие американские геологи, вмещающие породы, содержащие аркозовый и туфогенный материал.

6.5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПОРОДАХ, ЛОКАЛЬНО ОБОГАЩЕННЫХ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ

Данная формация объединяет месторождения, которые имеют отчетливый стратиграфический и литолого-фациальный контроль оруденения. Основные запасы руд сосредоточены в линзовидно-пластовых телах в песчаниках, обогащенных органическим веществом. Для рудовмещающих толщ характерна отчетливая ритмичность разных порядков и чередование озерных, аллювиальных, дельтовых и прибрежно-морских отложений. Рудоносные толщи содержат примесь вулканомиктового и туфогенного материала. В эту формацию объединены месторождения Лабской меловой впадины в ЧССР, пермского бассейна Лодев во Франции, верхнедевонских отложений СССР, миоцена Большого бассейна штата Аризона в США.

Отличительная особенность этих месторождений – сложный генезис, проявившийся в существенном участии в формировании некоторых рудных тел эндогенных гидротермальных процессов. Это позволило относить подобные месторождения к группе полигенных. К типичным представителям месторождений этой рудной формации относятся урановые месторождения Чешской меловой впадины и крупной межгорной впадины на территории СССР.

На территории ЧССР месторождения в меловых отложениях платформенного чехла пространственно тяготеют к области пересечения двух зон глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, что обусловило формирование мозаично-блоковой структуры.

В стратиграфическом разрезе выделяются два структурных этажа: фундамент и платформенный чехол. Породы фундамента представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами протерозоя и нижнего палеозоя, гранитоидами, диабазами.

Отложения платформенного чехла образованы чередующимися слоями различного гранулометрического состава: песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями и т. д. Отдельные слои имеют относительно устойчивое распространение и используются в качестве опорных стратиграфических горизонтов. В основании разреза развиты континентальные и морские отложения верхнего сеномана мощностью до 150 м. Они перекрываются отложениями нижнего и среднего турона. В верхнесеноманских отложениях выделяются мелко- и среднезернистые песчаники, обогащенные органическим материалом, конгломераты, гравелиты, алевролиты. Это – чередующиеся делювиа-

льно-пролювиальные фации, фации мелких водоемов, приморских болот и озер, прибрежного мелководья и открытого моря.

Границей между верхнесеноманскими и нижнетуронскими отложениями являются глинисто-алевролитистые мелкозернистые песчаники и карбонатно-глинистые алевролиты переходной зоны мощностью 3–5 м.

Нижнетуронские отложения мощностью до 60 м представлены светло-серыми мергелями с высоким содержанием карбоната. Среди них часто встречаются фосфорные конкреции, глауконит и редкие прослои песчано-глинистых алевролитов и мелкозернистых мергелистых песчаников.

Среднетуронские толщи сложены мергелистыми мелкозернистыми песчаниками с ходами роющих организмов (фукоиды), грубозернистыми и гравелитистыми песчаниками мощностью до 250 м.

Все верхнемеловые образования по составу существенно кварцевые. Они прорваны молодыми вулканитами – дайками, лополитами, диатремами, некками и экструзивными куполами щелочных базальтов. Различают две фазы внедрения базальтоидов – в раннем палеоцене (60 млн. лет) и олигоцен-миоцене (35–17 млн. лет).

Урановое оруденение приурочено только к отложениям верхнего сеномана общей мощностью до 150 м (рис. 81).

По результатам детальных литолого-фациальных исследований рудовмещающих пород выделены континентальный и морские циклы осадконакопления.

Континентальные отложения – темно-серые брекчии с песчаным или песчано-глинистым цементом, большим количеством углефицированных растительных остатков и маломощными прослоями блестящих углей и глинистых алевролитов – соответствуют фациям пролювиально-делювиального комплекса приморских болот и озер.

Выше по разрезу на болотно-озерных континентальных отложениях с незначительным размывом залегают морские образования, представленные разномасштабными плохосортированными песчаниками со значительной примесью обломков кварца, углефицированного детрита и тонкорассеянного органического материала. Эти отложения отвечают фации прибрежных аккумулятивно-абразионных образований. Они перекрываются отложениями фации открытого моря – мелко-средне-крупнозернистыми песчаниками светло-серого цвета с незначительной примесью хорошо окатанного гравия. В верхних частях разреза продуктивной толщи наблюдаются темно-серые алевритистые песчаники с ходами роющих организмов,

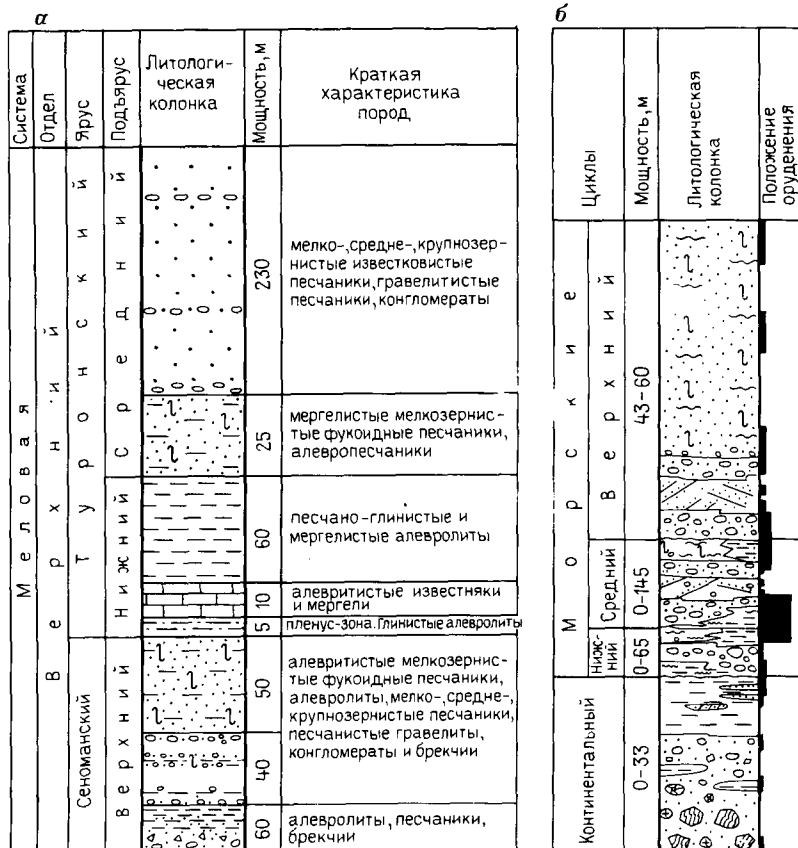


Рис. 81. Стратиграфические колонки:

а — верхнемеловых отложений рудного поля, б — рудовмещающих отложений верхнего сеномана (пояснения см. в тексте)

остатками углефицированного детрита и небольшими линзами углей. Характерно присутствие тонкорассеянного органического материала. Это — фации приморских болот и озер, ваттов и маршей.

По фациальному составу морских осадков выделяются три цикла осадконакопления, отражающие три фазы трансгрессии моря на континент. В каждом цикле устанавливается закономерное изменение литологического состава осадочных толщ. В основании отмечаются хорошо сортированные мелкозернистые песчаники с большим количеством тонкорассеянного органического вещества. Средние части

циклов сложены мелко-, средне- до крупнозернистых песчаниками с примесью хорошо окатанного кварцевого гравия. Выше по разрезу они сменяются мелкозернистыми алевролитистыми песчаниками с реликтами пологоволнистой ленточной слоистости, нарушенной ходами роющих организмов (фукоидов) с большим количеством тонкорассеянного органического материала и тонкогоризонтально-слоистыми алевролитами с большим количеством углефицированного растительного детрита, частично пиритизированного. По составу пород и характеру слоистости установлена смена фаций в пределах каждого цикла от фаций пониженных участков рельефа дна прибрежного мелководья через фации открытого моря к фациям приморских болот и озер, ваттов и маршей. Каждый из циклов разделяется на две части – трансгрессивную и регрессивную. По фациальному наполнению среди циклов различают "полные" и "редуцированные". "Полные" характеризуются максимальным набором фаций в разрезе и типичны для относительно быстро опускавшихся блоков. "Редуцированные" ограничены фациальными разновидностями и проявлены в блоках, претерпевших замедленное опускание.

Фации, завершающие циклы развития, выделены как "стабильные", поскольку они формировались при относительной стабилизации береговой линии. Они представлены фациями приморских болот и озер, ваттов и маршей. Эти "стабильные" фации являются четкими литологическими реперами, слагают определенные стратиграфические горизонты и контролируют пространственное размещение уранового оруденения.

Промышленное оруденение приурочено к фациальным комплексам начальных и завершающих циклов (рис. 82).

Вторым геологическим фактором, обуславливающим пространственное положение и морфологию рудных залежей, являются конседиментационные разрывные нарушения. С ними связано блоковое строение территории и в результате дифференцированных перемещений образовались различные типы разрезов рудовмещающих отложений. Отложения континентального цикла имеют наименьшее площадное распространение, они выполняют впадины фундамента. Отложения нижнего морского цикла развиты в таких же по конфигурации контурах, что и континентальные, но на большей площади. Отложения среднего и верхнего морских циклов захватывают почти всю площадь месторождения. Морские трансгрессии сопровождались повышенной сейсмичностью района, которая способствовала быстрому разрушению берегов в результате абразии.

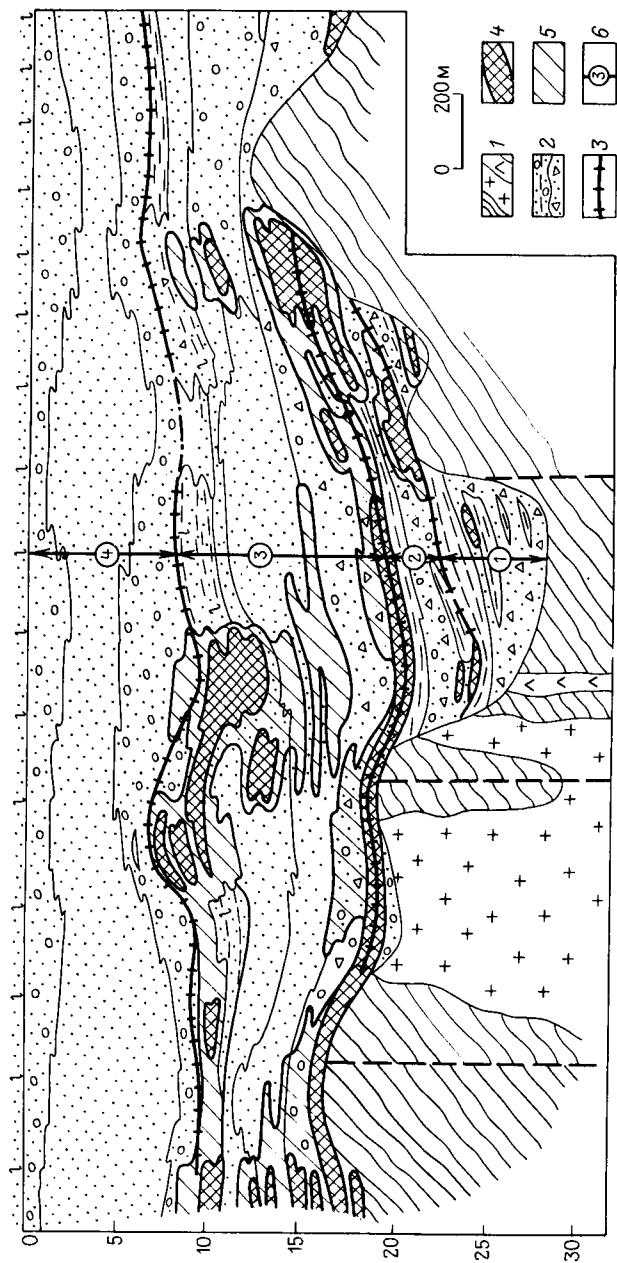


Рис. 82. Размещение рудных залежей в фациальном профиле рудовмещающих отложений верхнего сеномана:
 1 — породы фундамента (филлиты, граниты, диабазы); 2 — породы чехла (см. рис. 81); 3 — границы циклов; 4–5 — рудные залежи: 4 — с богатыми, 5 — с рядовыми рудами; 6 — циклы: 1 — континентальный, 2–4 — соответственно нижний, средний и верхний морские

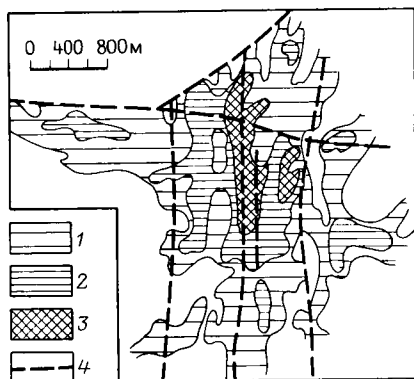


Рис. 83. Размещение оруденения на нижнем рудном стратиграфическом уровне (главная рудная залежь): 1–2 – руды: 1 – рядовые, 2 – богатые; 3 – участки рудной залежи повышенной мощности; 4 – конседиментационные тектонические нарушения

В пределах месторождения отчетливо выделяются нестабильные дифференцированно погружавшиеся блоки, ограниченные конседиментационными тектоническими нарушениями. При этом от цикла к циклу изменялся структурный план деформаций, в результате отложения различных циклов в плане имеют различную конфигурацию и пространственную ориентировку. Тектонические нарушения оказали влияние и на пространственное размещение оруденения (рис. 83).

Сочетание литолого-стратиграфических и структурных факторов определяет пространственное положение и морфологию промышленных скоплений урана. Выделено три структурно-морфологических типа рудных залежей (рис. 84).

Первый тип характеризуется четкой стратиграфической приуроченностью к фаціальным комплексам, завершающим нижний морской цикл осадконакопления и начинающим образование отложений среднего морского цикла. Это – единая крупная субгоризонтальная залежь плащеобразной формы и выдержанной мощности. Рудная минерализация располагается в цементе глинисто-гидрослюдистых слабопроницаемых эпигенетически неизмененных пород, насыщенных тонкорассеянным органическим материалом, пиритом, каолинитом, хлоритом, гидрослюдами. Урановые минералы представлены оксидами урана, нингиоитом. На обогащенных участках вблизи тектонических нарушений отмечены ураносодержащие гидроциркон и апатит. Текстуры руд строго подчеркивают текстуру вмещающих пород. Руды содержат повышенные концентрации циркона и фосфора, проявлена корреляция урана с органическим углеродом и сульфидной серой. Участки рудной залежи с повышенными мощностями и содержаниями урана, циркония и фосфора тяготеют к наиболее опущенным блокам

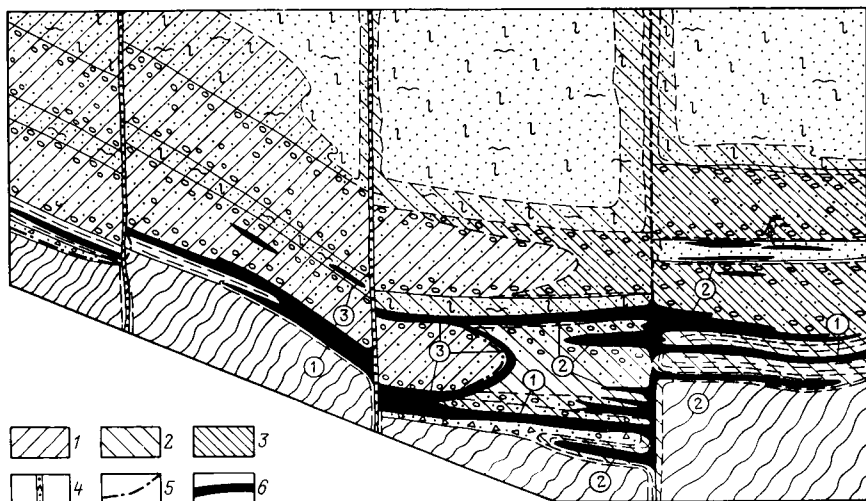


Рис. 84. Положение рудных залежей в разрезе рудовмещающих отложений, затронутых эпигенетическими изменениями:

1 – лимонитизированные породы; 2–3 – соответственно слабо и сильно каолинизированные отложения; 4 – дайки базальтов; 5 – тектонические нарушения; 6 – рудные залежи (цифры в кружках – типы рудных залежей); остальные усл. обозначения см. на рис. 81, 82

фундамента, органиченными конседиментационными тектоническими нарушениями.

Залежи второго типа отличаются менее отчетливым стратиграфическим положением. Залежи пласто- и линзовидной формы незначительной мощности с рядовыми содержаниями урана. Они локализуются в фациальных комплексах начальных и завершающих частей циклов, иногда располагаются в фациях внутренних частей и породах фундамента. В разрезе им часто свойственно многоярусное строение, а пространственное положение в плане обусловлено узлами пересечения постмеловых тектонических нарушений. Вмещающие породы около рудных залежей каолинизированы. В составе руд кроме оксидов урана и нингюита существенную роль играет гидроциркон. Характерна корреляция урана с сульфидной серой.

Стратиграфическое положение рудных залежей третьего типа незакономерно и определяется развитием зоны пластового окисления, которая проявлена локально вблизи зон крупных разломов в хорошо проницаемых песчаниках среднего и верхнего морских циклов. Рудные залежи пластовой и роллообразной формы размещаются на

границе лимонитизированных и неизмененных пород. В рудах не проявлены корреляционные связи ни с органическим углеродом, ни с сульфидной серой.

Во всех рудных залежах урановые минералы представлены главным образом дисперсными урановыми чернями и метаколлоидным урансодержащим цирконом, реже настураном, коффицитом и нингиотом. Количественные соотношения урановых и урансодержащих минералов на различных месторождениях неодинаковы, что обуславливает минералогическую специфику каждого месторождения и позволяет разделить их на три группы, в каждой из которых преобладающими являлись следующие минералы:

- а) дисперсные урановые черни, равномерновкрапленные;
- б) урансодержащий циркон;
- в) настуран и сульфиды.

Руды пятнистовкрапленные и прожилковые.

В зависимости от минерального состава различают три технологических типа руд: настуран-черниевые, настуран-черниево-циркониевые и существенно циркониевые с извлечением урана соответственно более 70, 45–70 и менее 40 %.

По условиям образования месторождения этого типа относятся к полигенным и полихронным. Упомянутые типы рудных залежей отличаются масштабом запасов, морфологией, условиями залегания. Формировались они в три этапа: гидротермально-осадочный, гидротермальный и инфильтрационный.

В первый этап минералообразования возникла главная рудная залежь. Ее четкая стратиграфическая позиция, приуроченность руд к песчаникам, обогащенным органическим веществом, согласная конфигурация текстур руд и вмещающих пород свидетельствуют о накоплении в породах сингенетического урана в виде вкрапленности урановых минералов в кластических обломках, а также в форме сорбции на глинистых минералах, титанатах и органическом веществе. Однако обогащение руд и усложнение их минерального состава близ конседиментационных тектонических нарушений позволяет предполагать участие в рудном процессе гидротермальных рудообразующих растворов. Широкое развитие в породах рудного горизонта гидрослюд, хлорита и пирита некоторые исследователи рассматривают как продукт гидротермальной деятельности в связи с проявлением поздне-меловой тектоно-магматической активизации срединного массива. По времени она совпадает с началом второй фазы трансгрессии поздне-

сеноманского моря. Изотопный возраст свинца галенитов из руд главной залежи оказался меловым (100 ± 40 млн. лет).

Со вторым этапом связано образование второстепенных рудных залежей. Намечается связь уранового оруденения с олигоцен-плиоценовой тектоно-магматической активизацией, которая выразилась внедрением базальтов и широким распространением постбазальтовых нарушений. Предрудный гидротермальный процесс после внедрения базальтов вызвал каолинизацию вмещающих пород. Оруденение является эпигенетическим и накладывается на каолинизированные породы. Сложный минеральный состав руд, многоярусность рудных залежей, контроль их положения постмеловыми разрывными тектоническими нарушениями дают возможность считать, что в мобилизации и переносе рудных компонентов участвовали термальные растворы. Изотопный возраст настурана из руд этого типа определен в 5–9 млн. лет.

В третий этап сформировались роллообразные рудные залежи, приуроченные к зонам пластового окисления. Их развитие, возможно, продолжается и до настоящего времени.

В качестве одного из наиболее вероятных источников урана, а также основных сопутствующих элементов – титана и циркония – можно рассматривать гранитоиды фундамента, которые характеризуются повышенными содержаниями этих элементов. Граниты и кварцевые порфиры в фундаменте отмечаются практически под всеми месторождениями или вблизи них. Значительный прогрев гранитоидов тепловым потоком в области тектоно-магматической активизации подготовили породы к мобилизации урана и сопутствующих элементов, способствовал их выщелачиванию термальными растворами и переносу в породы платформенного чехла.

На территории СССР месторождения подобного типа приурочены к межгорной впадине, сложенной вулканогенными и осадочными толщами мощностью несколько километров, несогласно перекрывающими кембрийские и докембрийские породы фундамента, прорванные палеозойскими гранитами.

Рудовмещающая толща представлена аллювиально-озерными красноцветными песчано-алевролитовыми отложениями с прослоями сероцветных горизонтов. Она подстилается пестроцветными известково-глинистыми озерными отложениями и перекрывается сероцветными терригенно-туфогенными лагунными осадочными образованиями.

В разрезе продуктивной части толщи различают две пачки: ниж-

ную, сложенную чередующимися субаэральными и озерными осадками, и верхнюю, в которой широко распространены аллювиальные отложения сухих дельт.

Основное оруденение приурочено к нижней пачке. Для рудовмещающей толщи типична отчетливая ритмичность разреза. В седиментационных ритмах мощностью 5–12 м снизу вверх закономерно сменяются флювиальные, озерные и субаэральные отложения. Среди них выделяются несколько сероцветных пластов – седиментационных ритмов, в которых широко развиты доломитистые аргиллиты озерного происхождения. Такие пласты содержат темно-коричневые прослои, обогащенные органическим веществом и ураном, и являются маркирующими. В рудоносном горизонте озерных отложений, так же как и во всей рудовмещающей пачке, отмечаются прослои туфов, наблюдаются следы оползания, микроскладчатости и микросбросов слоев, указывающие на повышенную сейсмичность во время седиментации.

Основная масса богатого оруденения сосредоточена в одном из маркирующих горизонтов озерного происхождения в виде залежи пластовой формы. Все рудные залежи обладают четкими границами в разрезе и окружены широким ореолом бедных и некондиционных руд в плоскости пласта. Встречаются линзовидные рудные тела и в аллювиальных песчаниках верхней пачки.

Внутри ураноносного пласта озерных отложений отмечается от одного до трех локальных рудных уровней, которые контролируются положением в разрезе глинистых прослоев, обогащенных тонкозернистым органическим веществом. Таким образом, для богатого выдержанного оруденения характерен локальный стратиграфический контроль.

Установлен и отчетливый фациальный контроль оруденения. Пластовые рудные тела находятся в прибрежной части озерного палеобассейна в области перехода от глубоководной к мелководной зоне.

Участки с богатым оруденением локализуются вблизи линейных углублений дна озерного бассейна. Такие углубления составляют систему взаимно пересекающихся рвов, субпараллельных и перпендикулярных древней береговой линии. Вдоль таких зон фиксируются резкие перепады мощности рудоносного маркирующего горизонта, существенные изменения литологического состава пород и повышенное число диагенетических трещин. Линейные зоны повышенной трещиноватости, вероятно, служили тектоническими границами блоков, испытавших дислокации во время осадконакопления (консе-

диментационные структуры). Оруденение тяготеет к опущенным палеоблокам. Рудные тела сосредоточены в узлах пересечения конседиментационных структур и вдоль них, что наиболее четко проявлено в центральной части месторождения.

Рудные линзы в верхней пачке, представленной аллювиальными отложениями сухих дельт, располагаются в сероцветных породах в несколько ярусов по разрезу. Их положение контролируется локальными скоплениями углефицированных растительных остатков. Последние наиболее часто встречаются в основании русловых песчаников и гравелитов. Рудоносные зоны приурочены к участкам фациальной смены русловых отложений застойновидными озерно-субаэральными, т. е. к зонам фронтального затухания палеорусел сухой дельты.

Руды в горизонте озерных отложений концентрируются в прослоях алевролитов, обогащенных гидрослюдами, карбонатами и анальцимом. В рудах установлена определенная последовательность минеральных ассоциаций: сульфидно-карбонатная (дорудная) сменяется леллингит-альбит-анальцим-коффинитовой с гематитом, кварц-карбонат-иордизит-настурановой с сульфидами и карбонатной (послерудная). Текстуры руд слоисто-полосчатые. Наблюдаются весьма специфические слоистые текстуры руд, в которых отчетливо видны ходы роющих организмов, микроскладчатость, текстуры взмучивания, указывающие на образование рудных слойков в стадию диагенеза. Мелкие выделения урановых минералов ассоциируют со слоистыми алюмосиликатами, аморфным кремнеземом и тонкозернистым органическим веществом – окисленными керитами. Содержание $C_{орг}$ в рудах достигает первых процентов.

В рудах вышележащих аллювиальных отложений более распространены вкрапленные и цементные текстуры. Здесь преобладает настуран-сульфидная ассоциация. Встречаются микропрожилковые структуры урановых минералов, указывающие на эпигенетическое рудообразование. В этих рудах урановые минералы ассоциируют с углефицированными растительными остатками, которые претерпели начальную стадию углефикации.

В рудах отмечаются повышенные концентрации молибдена (до 1,35 %), мышьяка (до 6 %), свинца (до 0,3 %), а также ртути, цинка, циркония, тория, ниобия, таллия, иттрия, рубидия. Выявлена положительная корреляция этих элементов с ураном. Ореолы аномальных концентраций основных элементов-спутников в плоскости рудного пласта вписываются в ореолы урана.

Абсолютный возраст руд, определенный уран-свинцовым методом,

соответствует возрасту вмещающих позднедевонских отложений (350 млн. лет).

Тектурно-структурные особенности и данные об абсолютном возрасте руд указывают на то, что они сформировались на стадии диагенеза. В короткие промежутки времени иловые воды озерного бассейна резко обогащались, вероятно, планктоногенным органическим веществом, а за счет терригенного и туфового материала возникал алюмокремниевый гель. Иловые и грунтовые воды, судя по составу рудовмещающих пород, были сероводородные содовые.

Богатые содержания урана, спектр элементов-спутников, палеосейсмические условия времени рудообразования, примесь вулканического туфа, контроль оруденения конседиментационными структурами позволяют предполагать эндогенный источник металлов. Они могли находиться в грунтовых водах в растворе. В местах конседиментационных осложнений могла происходить разгрузка гидротермальных вод и смешение их с иловыми водами озера. Уран и другие металлы концентрировались, видимо, на сероводородном и сорбционном барьере в алюмокремниевом геле при нейтрализации содовых вод органическими кислотами. Таким образом, происхождение месторождения следует связывать с гидротермально-осадочным процессом.

6.6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩАХ

Месторождения данной группы в настоящее время имеют скромное промышленное значение и их вклад в общий баланс мировых запасов урана невелик. Месторождения небольшие по запасам с бедными, рядовыми рудами и сложным распределением в них полезного компонента. Угольно-урановые месторождения были предметом поисков, разведки и освоения на ранних этапах создания сырьевой базы урана, когда еще не определились основные промышленные типы месторождений. Подобные месторождения разведывались и частично отрабатывались в США (в лигнитах Южной и Северной Дакоты, бурых углях шт. Монтана), ЧССР (во Внутрисудетской и Кладненско-Раковиницкой депрессиях) и других регионах. В настоящее время подобные месторождения не представляют особого интереса для урановой промышленности. Из огромного числа угольных месторождений земного шара лишь на отдельных создавались благоприятные условия для формирования на их основе угольно-урановых месторождений. Для образова-

ния промышленных концентраций урана в углях необходимо соблюдение четырех основных условий: наличие в межгорных впадинах бассейнов угленакопления; изначальное обогащение пород обрамления и фундамента ураном, находящимся в подвижной форме; существование благоприятных климатических и гидрогеологических условий для выноса урана из вмещающих пород; возможность его миграции по водопроницаемым горизонтам пород и отложения на геохимических барьерах.

Наиболее часто урановые месторождения в углях возникают в бассейнах, заложенных на гранитном основании. Гумидный климат весьма благоприятен для развития глубоких кор химического выветривания. Как известно, по возрастании степени метаморфизма органического вещества выделяют торф, лигнит, бурый уголь, каменный уголь различных марок и антрацит. Для сорбции урана наиболее благоприятны слабометаморфизованные разности с высокой зональностью, состоящие преимущественно из гумусового органического вещества и относимые к группе гумолитов. Они образуются из гумусовых растительных остатков наземной флоры, что обуславливает их высокую сорбционную и химическую активность. С увеличением степени метаморфизма углей органическое вещество полимеризуется, снижается степень его химической активности и сорбционная способность.

Торф и лигнит соответствуют начальным стадиям углефикации и обладают самой высокой биологической активностью и сорбционной способностью. С торфами и лигнитами часто связаны повышенные концентрации урана. В торфяниках они приурочены обычно к подошве залежи, обогащенной сильно разложенным органическим веществом. Содержание урана на отдельных участках достигает нескольких сотых и реже десятых долей процента, составляя в среднем около 0,003 %.

Обогащенные ураном участки торфяников невелики по размерам, разобщены между собой и пространственно приурочены к выходам коренных пород, из которых поступают воды, содержащие повышенные количества урана – до $(2-5) \cdot 10^{-6}$ г/л. При их взаимодействии с продуктами разложения органических веществ торфяной залежи уран и многие другие элементы, растворенные в водах, сорбируются с последующим формированием металлоорганических комплексов. В ассоциации с ураном отмечены повышенные концентрации меди, свинца, цинка, молибдена, марганца. Накопление урана было сингенетичным с образованием торфяников. Промышленные месторождения урана в торфяниках неизвестны.

Повышенные концентрации и промышленные содержания урана приурочены к бурым и каменным углям кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста. Характерная особенность заключается в связи уранового оруденения с эпигенетическими окислительными процессами в гравелитах и песчаниках, перекрывающих и подстилающих ураноносные угли. Наложение подземных вод, обогащенных кислородом, на сероцветные водопроницаемые комплексы пород происходило в эпохи аридизации климата.

Перспективными на уран являются краевые части угленосных бассейнов, в которых пласты угля переслаиваются с русловыми отложениями.

Наибольшие урановые месторождения Внутрисудетской депрессии в ЧССР приурочены к угольным пластам отложений пермо-карбона. Ураном обычно обогащены верхние части угольных пластов на контакте с аркозовыми песчаниками. Мощность обогащенных участков 0,1–0,3 м, площадь от 10 до 50 м². Урановое оруденение тяготеет к пропласткам матовых углей и углистых сланцев, особенно содержащим повышенное количество тонкодисперсного пирита, а также к прослоям аркозовых песчаников с углефицированными растительными остатками. Преобладает тонкорассеянное урановое оруденение, по тонким трещинкам отмечены сажистые урановые черни и мелкие прожилки настурана. Сопутствующими элементами-примесями являются молибден, германий, мышьяк, связанные с органическим веществом углей.

Группа подобных месторождений приурочена к угольным формациям юрского возраста. Ураноносные угли залегают в грабен-синклинальной впадине, ограниченной крупными тектоническими нарушениями. Сильно дислоцированная угленосная толща с несогласием перекрывает выветрелые красноцветные отложения палеозоя. На отдельных участках по крупным краевым нарушениям на юрскую угленосную толщу надвинуты гранитоиды фундамента (рис. 85, а). Рудовмещающая толща сложена речными, дельтовыми, озерными и болотными отложениями общей мощностью около 700 м. По литологическому составу она представлена гравелитами, грубозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и пластами углей. Угольные пласты локализуются в верхней и нижней частях разреза, где в общей сложности выделяется до 20 угольных пластов. По степени углефикации органического вещества угли относятся к переходной разности от бурых к каменным. Промышленное урановое оруденение сосредоточено в сравнительно узком стратиграфическом интервале и

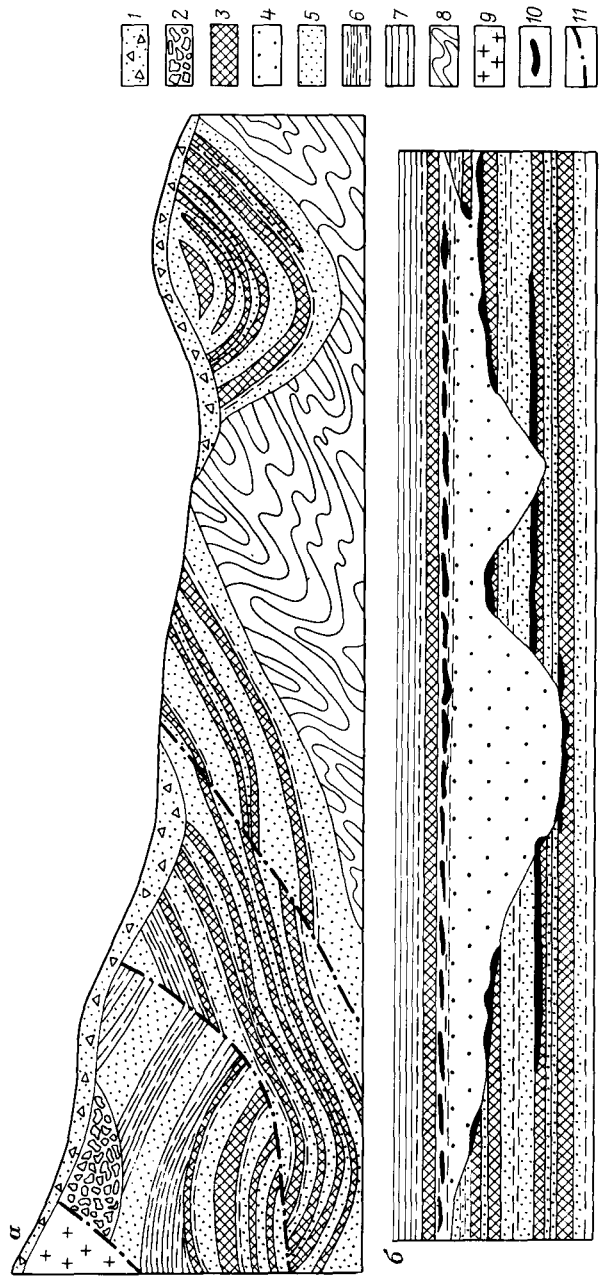


Рис. 85. Геологические разрезы урано-угольных месторождений в юрских континентальных отложениях. По В.И. Данчеву и Н.П. Стрелянову:

а — геологический профиль месторождения, б — поперечное сечение условного вреза в продуктивную пачку.

1 — четвертичные отложения; 2 — конгломераты и брекчии неогена; 3–7 — юрские отложения: 3 — угли, 4 — гравелиты, 5 — песчаники, 6 — алевролиты, 7 — глины; 8 — дислоцированные породы палеозоя; 9 — гранитоиды протерозоя; 10 — рудные тела; 11 — разрывные нарушения

приурочено лишь к четырем угольным пластам в нижней части разреза, а на отдельных участках – к песчаникам межугольных пачек.

Продуктивная часть стратиграфического разреза соответствует развитию русловых фаций, образующих русловые врезы в отложениях, вмещающих три нижних рудоносных угольных пласта (см. рис. 85, б). Русловые врезы возникли до формирования самого верхнего из четырех ураноносных угольных пластов. Он не затронут эрозией и в его подошве развиты линзующиеся маломощные пачки аллохтонных углей, переслаивающиеся с неотсортированными песчаниками и гравелитами пролювиально-аллювиальных фаций. Угли отличаются повышенной зольностью и обогащены ураном.

Три других упомянутых ураноносных угольных пласта, залегающих ниже, представлены автохтонными углями. Русловые врезы и внутрислойные размывы свидетельствуют об интенсивной аллювиальной деятельности и активизации тектонических движений. Область распространения пролювиально-аллювиальных фаций русловых врезов определяет пространственное размещение ураноносных участков угольных пластов.

В пачках аллохтонных углей верхнего рудного горизонта рудные тела приурочены к угольным прослоям и линзам, примыкающим к верхней границе русловых отложений. В нижних рудоносных горизонтах, сложенных автохтонными углями, наиболее высокие концентрации урана тяготеют к прибортовым участкам русловых врезов (см. рис. 85, б). Местами в песчаниках между угольными пластами развита зона пластового окисления с переотложенным урановым оруденением на ее выклинивании.

Рудные тела имеют пластовую и линзовидную форму. Высокие концентрации урана в них характеризуются сложным гнездо- и линзообразным распределением. Наиболее богатое оруденение развито, как правило, на контакте водопроницаемых русловых песчаников с углями и углистыми породами. В плане рудные тела прослеживаются в виде лент (полос), совпадающих с простиранием палеорусел. В разрезе осадочных пород они расположены многоярусно, а в плане одного горизонта ориентированы кулисообразно относительно друг друга.

Разломы, установленные на месторождении, пересекают и смещают рудоносные залежи, что позволяет считать их послерудными. Однако нередко наблюдается увеличение содержания урана около мелких трещин и в зонах трещиноватости.

Оруденение приурочено к кровле или почве угольных пластов, которые перекрываются или подстилаются водопроницаемыми песча-

никами и гравелитами. С удалением от кровли (или почвы) внутрь угольного пласта содержание урана уменьшается. Угольные пласты, залегающие среди плотных водопроницаемых глин и алевролитов, как правило, не несут оруденения.

Основные запасы урана представлены тонкодисперсными рудами, где уран находится в сорбированной форме или химически связан с органическим веществом углей в форме гуматов уранила и других комплексных слабо изученных соединений. В небольшом количестве обнаружены собственные минералы урана: настуран, урановые черни и коффинит. Настуран образует очень мелкие прожилки и тонкую вкрапленность или заполняет ячейки в углях. Оксиды урана концентрируются вокруг зерен пирита. В зоне окисления появляются фосфаты, арсенаты, карбонаты и ванадаты уранила. Текстуры ураноносных углей довольно разнообразны: преобладают слоистые, линзовидно-слоистые, точечные и пятнистые. Видимая настурановая минерализация установлена только в зонах брекчирования и мелких трещин.

Угольные пласты, содержащие урановое оруденение, обогащены пиритом, марказитом и карбонатами. Концентрация урана в углях сопровождалась увеличением содержания молибдена и редкоземельных элементов: церия, лантана и неодима. Содержания редкоземельных элементов иногда таковы, что их попутное извлечение может быть рентабельным.

Формирование угольно-урановых месторождений тесно связано с деятельностью пластово-трещинных вод. Концентрация урана обусловлена наложением его на первично безрудные лигниты, бурые или окисленные каменные угли. Это подтверждается следующими особенностями пространственного размещения уранового оруденения в угольных пластах:

- 1) наличием оруденения лишь в тех угольных пластах, в кровле или почве которых присутствуют водопроницаемые горизонты песчанников;
- 2) ярко выраженным экранирующим влиянием глинистых прослоев;
- 3) уменьшением интенсивности оруденения от кровли или почвы к средней части угольного пласта;
- 4) контролем оруденения вторичной окислительной зональностью;
- 5) приуроченностью скоплений урана к углям, примыкающим к палеорусловым врезам, выполненным водопроницаемыми пролювиально-аллювиальными отложениями.

Таким образом, для угольно-урановых месторождений наиболее важное генетическое значение имеют следующие факторы:

1) наличие пластов углей, обладающих высокими сорбционными и биохимическими восстановительными свойствами;

2) длительный контакт этих углей с окислительными подземными водами;

3) наличие источника урана в области питания подземных вод (граниты, углеродистые сланцы, туфы, кислые вулканиты и др.).

6.7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В КАЛЬКРЕТАХ

Месторождения, объединенные в эту группу, выявлены и разведаны в последние 10–15 лет в Австралии (Йилирри и др.), Намибии (Лонгер-Хейнрих), Сомали (Мудуг) и других регионах. Они выделяются как месторождения близповерхностных первичных слюдяковых руд и приобретают все большую практическую значимость благодаря неглубокому залеганию рудных тел, их простой морфологии и дешевому извлечению урана из руд. Рудные минералы, представленные преимущественно карнотитом, развиты в своеобразных карбонатных (калькреты, каличе) или гипсовых (гипкреты) породах, слагающих тела плитообразной формы в почвах и аллювиальных отложениях аридных климатических провинций. Эти породы возникают в приповерхностных условиях в засушливых районах в результате испарения грунтовых вод, выносящих на поверхность карбонаты и сульфаты. Они отличаются высокой пористостью, кавернозностью и потому благоприятны для миграции приповерхностных вод.

В настоящее время наиболее крупным и хорошо изученным месторождением этого типа является Йилирри, открытое в Западной Австралии в 1972 г. Запасы его оцениваются в 40–50 тыс. т при среднем содержании урана 0,15 %. Наиболее полное обобщение всех публикаций по геологии месторождения Йилирри приведено в работе Н.П. Лаврова, А.О. Смирнов и М.В. Шумилина. Месторождение приурочено к комплексу карбонатных или богатых карбонатом пород (калькретам), сформировавшемуся в руслах временных потоков вблизи от современной поверхности в районе с ярко проявленным аридным климатом. Главный урановый минерал – карнотит.

Рудные концентрации тяготеют к русловой части долины и локализируются в калькретах на глубине до 14 м от поверхности. Главная рудоносная зона протягивается вдоль русла на расстояние около 6000 м при средней ширине 50 м (рис. 86).

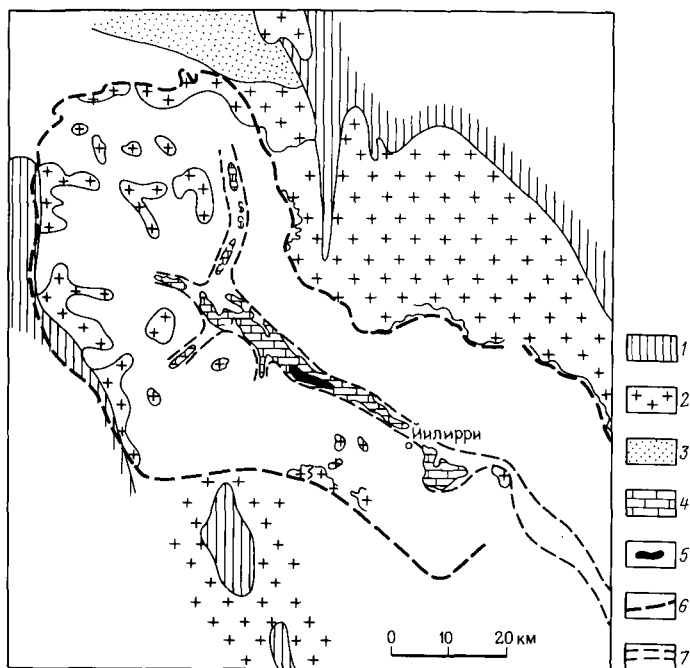


Рис. 86. Схема геологического строения района Йилирри. По В.И. Казанскому и др.: 1-2 – архейские комплексы: 1 – зеленосланцевый, 2 – гнейсовый; 3 – протерозойские породы; 4 – калькриты; 5 – рудные тела; 6 – граница водосборного бассейна р. Йилирри; 7 – русло р. Йилирри

В стратиграфическом разрезе рудного района Йилирри различают два структурных этажа: архейские породы фундамента и слабодислоцированные отложения платформенного чехла. Породы архейского фундамента представлены биотит-роговообманковыми гранитами с апплитами, пегматитами и долеритами. Возраст гранитов по результатам определений Rb–Sr методом составляет около 2600 млн. лет. Среди гранитоидов выделяются пояса "зеленокаменных" пород, вытянутых в северо-западном направлении. В их составе установлены ультраосновные и основные интрузивы, эффузивы, кислые вулканиты, а также сложные по составу метаморфические зеленосланцевые толщи. Гранитоиды содержат повышенные концентрации урана и калия, а в зеленосланцевых поясах известны золоторудные, медно-никелевые и другие месторождения и рудопроявления.

Породы платформенного чехла – плиоцен-четвертичные речные и озерные осадки – залегают на остаточных древних латеритных корках

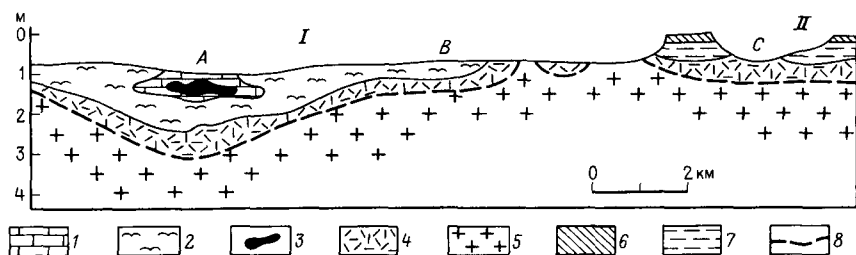


Рис. 87. Геолого-геоморфологический профиль района Йилирри. По В.И. Казанскому и др.:

1 — калькреды; 2 — аллювий; 3 — рудное тело; 4–5 — граниты: 4 — разрушенные, 5 — неизмененные; 6 — кремнистые породы верхней части коры выравнивания "старого" плато; 7 — каолиновая зона; 8 — граница выветрелых гранитов.

Плато: I — новое, II — старое; A — канал; B — аллювиальная равнина; C — эрозионная долина

выветривания. Общая мощность их в речных долинах изменяется от 10 до 75 м.

В возвышенных районах древнего плато сохранились латеритные коры выветривания, сформировавшиеся в условиях гумидного климата в меловом периоде, когда район дренировался речной сетью. Верхняя часть латеритных кор древнего плато мощностью до нескольких метров сложена кремнистыми (опаловыми) породами. Опалы образуют прожилки, конкреции, заполняют пустоты или пропитывают разрушенные породы. Ниже по разрезу кремнистые породы сменяются горизонтом каолинизированных пород и через сильно выветрелые дезинтегрированные граниты переходят к их неизмененным разностям (рис. 87).

Отступление моря до современных границ континента привело к эрозии древних латеритных кор выветривания в долинах рек. Сохранились они в виде реликтов только на возвышенных участках.

Становление урановых месторождений в калькретах связано с накоплением аллювиальных отложений в долинах рек, происходившем начиная с плиоцена. В условиях аридного климата получили широкое развитие конусы выноса и соляные озера. Вдоль речных систем в речных долинах или по краям соляных озер образовались калькреды. Осадочный материал русловых отложений представлен аллювием, эвапоритами и калькретами (рис. 88).

Русловый аллювий различается по минеральному и гранулометрическому составу и состоит из глин с обломками кварца и полевого

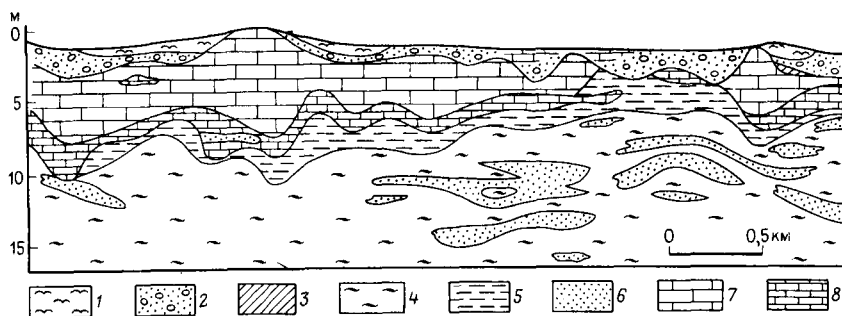


Рис. 88. Продольный литологический профиль по руслу р. Йилирри. По В.И. Казанскому и др.:

1 – суглинки; 2 – то же, карбонатизированные; 3 – ортштейны; 4 – глины; 5 – с обломками кварца, 6 – карбонатизированные; 7 – калькреды: 7 – типичные, 8 – переходные к глинам

шпата, суглинков и песков. Поверхностный слой аллювия сцементирован кремнеземом или карбонатным материалом.

Эвапориты появляются в глинистых отложениях конусов выноса и соляных озер. Они представлены сульфатами и хлоридами – гипсом, целестином и галитом.

Калькреды в виде полосы шириной до 6,5 км залегают в приповерхностной части русловых аллювиальных отложений. Мощность их в краевых участках руслового канала измеряется первыми метрами, а в центральных увеличивается до 20 м; форма изменяется от небольших разрозненных линз до протяженных лентообразных пластов.

По литологическому составу в разрезе аллювиальных русловых отложений выделяют три горизонта. Самый верхний сложен почвами и суглинками, содержащими ортштейны (железистые конкреции) мощностью 1–2,5 м. В нижних частях горизонта, в области перехода к калькретам, наблюдаются известковые суглинки. Для них характерны узловатые и слоистые текстуры.

Средний горизонт представлен калькретами. В его верхней части различают собственно калькретовый слой, переходящий внизу в известковые глины. Границы этого горизонта проводятся условно по количеству карбонатной составляющей (не менее 90 %). Калькреды – это белые фарфоровидные кавернозные породы, реже рыхлые, землистые с обилием трещин, раздувов и пустот, заполненных глинистыми и кремнистыми минералами. Во всех калькретах сохраняются реликты буроватых суглинков и кварца, что обуславливает проявление типичных для них пятнистых текстур.

В нижнем переходном слое горизонта калькретов мощностью до 2 м постепенно снижается содержание карбонатов и увеличивается количество глинистого минерала и кварца. Породы приобретают более темную окраску, более отчетливо выражены слоистые текстуры.

В состав нижнего горизонта аллювиальных отложений входят известковые глины с обломками кварца, обычные глины и пески. В направлении сверху вниз происходит дальнейшее резкое сокращение содержания карбонатов, уменьшается кавернозность, местами отмечается интенсивное окремнение и известковые глины сменяются обычными глинами красно-бурого или коричневого цвета с обломками кварца, полевого шпата, линзами и прослоями крупнозернистых песков или аркозовых песчаников. Мощность отложений нижнего горизонта 25–27 м. Нижний слой глин постепенно переходит в аркозы, развитые по гранитам фундамента.

Урановое оруденение концентрируется только в горизонте калькретов. Руды мономинеральные, сложены карнотитом, который образует налеты на стенках пустот и каверн, рассеян в землистых разностях калькрет, развивается вдоль мелких трещин. Иногда карнотит обрастает зерна глинистых минералов и окружен тонкой пленкой опала. Это – один из наиболее поздних минералов калькрет и после него выделялись только пленочный опал и некоторые глинистые минералы, выполняющие пустоты.

На месторождении Йилирри различают три главные стадии минералообразования: формирования основной минеральной ассоциации калькретов; отложения карнотита, глинистых минералов и кремнезема в кавернах; образования пленочного опала, обволакивающего карнотит.

По данным Б.Л. Диксона и Н.С. Фишера, возраст месторождения Йилирри около 0,5 млн. лет. Для руд месторождения характерны существенные смещения коэффициента радиоактивного равновесия в сторону как урана, так и радия, что свидетельствует о продолжающемся перераспределении урана грунтовыми водами.

По мнению большинства исследователей, образование карнотитовых руд происходило на фоне проявления интенсивных эвапорационных процессов. Этому способствовали резко выраженные условия аридного климата, когда степень испарения (до 2500 мм в год) резко преобладает над количеством выпадающих осадков (до 200 мм в год).

Грунтовые воды этого района имели направленное движение от гранитных уступов через предгорную и аллювиальную равнины в русло долины с калькретами. Установлено увеличение солености этих

вод и существенное повышение содержания урана по мере их удаления от области питания к руслу. Архейские гранитоиды могли быть источником урана и калия для грунтовых вод, а ванадий мог заимствоваться из зеленокаменных пород фундамента.

Руды месторождения Йилирри формировались на испарительном геохимическом барьере внутри калькретов, в зоне, близкой к современному уровню грунтовых вод.

6.8. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОР-РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ В ГЛИНАХ С КОСТНЫМИ ОСТАТКАМИ ИСКОПАЕМЫХ РЫБ

Месторождения подобного типа формируются при крайне редком сочетании благоприятных геологических условий. Фосфатизированные рыбные кости известны в морских отложениях различного возраста – от девона до неогена – на территории США (шт. Южная Каролина), Марокко, Сирии, Иордании и других стран. Обычно они залегают совместно с ураноносными фосфоритами. Однако скопления костного детрита, обогащенные ураном настолько, что могут выделяться в качестве самостоятельного промышленного типа месторождений, возникают крайне редко. Рассеянные остатки ископаемых рыб (кости, зубы, чешуя), обогащенные ураном, приурочены к глинистым и мергелистым горизонтам, которые занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе и прослеживаются по латерали на значительные расстояния.

Промышленная значимость руд месторождений подобного типа определяется их неглубоким залеганием, позволяющим вести отработку открытым способом, комплексностью руд, содержащих кроме урана фосфатное сырье, редкоземельные элементы, кобальт, никель, молибден и цинк, а также легкостью получения концентрата путем простого гравитационного обогащения глин.

Одна из ураноносных провинций с месторождениями подобного типа, приуроченная к глинистым отложениям осадочного чехла палеоген-неогенового возраста, располагается вдоль окраины древней платформы. Рудовмещающие горизонты развиты на крыле крупной пологой синклинали и залегают почти горизонтально с углами падения 2–5°.

Главной особенностью локализации оруденения являются отчетливая стратиграфическая приуроченность рудных залежей к пачке буровато-серых микрослоистых глин верхнего олигоцена мощностью до 200 м, заключенной среди толщ зеленовато-серых алевролитов и

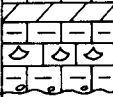
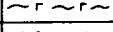
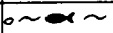
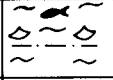
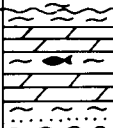
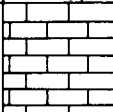
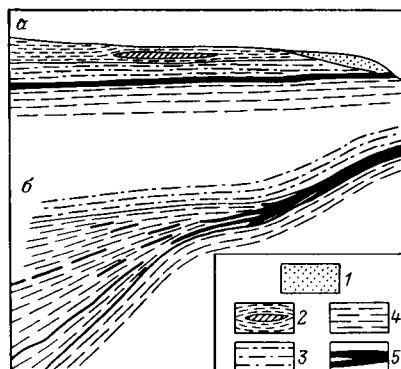
Система	Отдел	Подотдел, ярус	Мощность, м	Литологическая колонка	Состав
Неогеновая	Миоцен — плиоцен		120		Известняки, мергели, ракушняки, известковистые глины
			15		Бурые глины с гипсом
	Оligоцен	Верхний	120		Серые, зеленые алевритистые тонкослоистые глины с единичными остатками рыб
			12		Серые глины с остатками рыб
			3		Рудные пласты
			90		Серые и зеленовато-серые глины с прослоями ракушнякав и алевритов
			130		Серые, зеленые и пестрые глины с прослоями мергелей, остатками рыб и конкрециями сидерита
		Зoцен	Нижний	110	
	90				Зелено-серые мергели с горизонтом глауконитовых песков в основании
	Палеоцен	Датский			
Меловая	Верхний Сеноманский		100		Известняки с конкрециями кремней

Рис. 89. Стратиграфическая колонка пород осадочного чехла

глин, содержащих остатки водорослей и ходы илоедов (рис. 89). Оруденение локализовано в одном или нескольких горизонтах глин, залегающих согласно с общим напластованием толщи (рис. 90, а). Расстояние между рудоносными горизонтами изменяется от первых до десятков метров. Вторая специфическая черта рассматриваемого месторождения – связь оруденения с породами определенного литологического состава, представленными тонкопереслаивающимися глинами, обогащенными органическим веществом, тонкорассеянным

Рис. 90. Геологические разрезы месторождения (а) и отдельного рудного пласта (б). По В. И. Данчеву: 1 — четвертичные отложения; 2—4 — глины: 2 — известковистые с прослоями мергелей, 3 — тонкослоистые серые алевролитовые, 4 — зеленовато-серые алевролитовые; 5 — рудная залежь



пиритом, включениями чешуи и костей рыб, углефицированными растительными остатками. Глины содержат примесь карбонатного и песчано-алевритового материала.

Третья особенность локализации рудоносных зон месторождения заключается в их приуроченности к конкретным палеогеографическим зонам древнего морского бассейна, а именно к участкам прибрежной территории, отгороженным от основного бассейна склонами подводных поднятий, или к палеовпадинам со спокойными условиями осадконакопления в удалении от подводных течений. Изрезанный палеорельеф морского дна, видимо, был связан с палеоруслуями краевой части дельты. Рудные залежи в плане имеют форму языков, вытянутых по направлению палеотечений. Их обогащенные участки тяготеют к фронтальной части таких залежей.

Рудные пласты прослеживаются на первые километры, а иногда и более. В разрезе их строение более сложное: прослои темных рудоносных глин, насыщенные рыбными остатками и тонкодисперсным пирит-мельниковитом, чередуются с прослоями светлых безрудных глин. В центральной части пластов продуктивных глин рудные прослои более мощные, обломки костей рыб крупные и плотные. К периферии мощность их уменьшается и залежь расчленяется на отдельные более тонкие пласты (см. рис. 90, б). Границы пластов в разрезе довольно четкие и определяются по изменению окраски от светлой до черно-бурой.

Руды полосчатые, слоистые. Минеральный состав их однообразен: глинистые минералы (45–50 %), сульфиды железа (10–30 %), карбонаты (5–18 %), фосфатизированные костные обломки (5–25 %), песчаные частицы (1–25 %), глауконит (0,1–10 %), древесное органическое вещество (1–5 %).

Главные промышленные компоненты сосредоточены в фосфатизированных остатках рыб. Рыбные кости, сложенные фосфатом кальция, относящимся к группе карбонатфторапатита, содержат уран, редкие земли и до 30 % оксида фосфора. Промышленными рудами являются слои и линзы, содержащие более 10 % костного детрита (обломков рыб). Уран накапливается прежде всего во внешних частях обломков костей. Наиболее обогащены им мелкие обломки и особенно рыхлые и пористые разности. Это свидетельствует о концентрации урана в фосфатизированных остатках ископаемых рыб путем сорбции из омывавших их вод. Содержание костных остатков уменьшается по мере увеличения примеси песчаного материала.

Выделяют две группы полезных компонентов. Первую составляют уран, фосфор и редкие земли. Они связаны с костным детритом или органическим веществом и находятся в сорбированной форме. Коэффициент корреляции содержания урана с органическим веществом равен 0,93, а с оксидом фосфора – 0,1. Эти элементы являются главными промышленными компонентами. Во вторую группу входят кобальт, никель, молибден и цинк, которые ассоциируют с сульфидами железа (главным образом с пирит-мельниковитом) и образуют собственные минералы – сульфиды. Они относятся к группе второстепенных промышленных компонентов. Содержание элементов сульфидной группы не связано с распределением урана. Отмечается обратная зависимость содержания органического вещества и сульфидов. В целом распределение компонентов равномерное, руды бедные.

Рудные залежи заключены в непроницаемых глинистых породах, в связи с чем они изолированы от подземных вод. Вблизи поверхности руды окисляются, в них появляются гидроксиды и сульфаты железа, гипс и вторичные урановые минералы (отенит). Вследствие высокого содержания сульфидов и органического вещества руды склонны к самовозгоранию. Невысокая твердость позволяет вести отработку рудных залежей роторными экскаваторами и применять для обогащения руд простой способ отмучивания. В последние годы для отработки бедных рудных залежей на флангах месторождений используются методы скважинной гидродобычи.

Происхождение оруденения связывают с осадочно-диагенетическим процессом преобразования морских осадков, обогащенных органическим веществом и фосфатизированным детритом рыб. В иловых водах палеобассейна существовала восстановительная сероводородная обстановка, благоприятная для осаждения сульфидов тяжелых металлов, сорбции урана и редких земель. Наиболее благо-

приятными для сорбции были фосфатизированные обломки костей рыб. Мелкие обломки костей много раз перекатывались по морскому дну и омывались большим количеством ураноносных иловых вод, вследствие чего оказались наиболее обогащенными ураном. Причин массовой гибели рыб и захоронений их остатков могло быть много: сероводородное заражение, резкое изменение состава вод за счет поступления ядовитых вулканических газов, резкие перепады температуры, изменение солевого режима воды за счет испарения и др.

Контрольные вопросы и задания

1. Какова промышленная значимость урановых месторождений в породах платформенного чехла? Назовите основные урановорудные формации.

2. Чем определяется возможность использования методов подземного выщелачивания (ПВ) при эксплуатации месторождений в породах платформенного чехла? Каковы условия применения метода ПВ и перспективы его развития?

3. Какие геологические факторы определяют условия формирования урановых месторождений в породах платформенного чехла (состав осадочных толщ, гидрогеологическая обстановка)?

4. Охарактеризуйте основные геохимические типы подземных вод, особенности миграции и осаднения урана в гипергенных условиях.

5. Что определяет возможности образования месторождений селен-урановой формации в песчаниках? Что такое зона пластового окисления и каково ее рудоконтролирующее значение?

6. Что собой представляют рудные тела роллового типа, каковы состав руд и эпигенетическая зональность в строении зон пластового окисления?

7. Какие сопутствующие компоненты известны на месторождениях в песчаниках, каковы возможности их попутного извлечения при отработке месторождений?

8. Назовите возможные источники урана при формировании месторождений селен-урановой формации, поисковые критерии и признаки таких месторождений.

9. Каковы условия формирования месторождений битумно-урановой формации в терригенных породах и закономерности размещения урановых месторождений в минеральном поясе Грантс (плато Колорадо)?

10. Какова роль гумусовых кислот в формировании месторождений, положение рудных тел в продуктивной толще песчаников?

11. В чем проявляются особенности строения и положения рудных тел на месторождении Амброзия-Лейк ("досбросовые" и "послесбросовые" рудные тела)?

12. Каков генезис битумно-урановых месторождений?

13. Охарактеризуйте основные черты геологического строения месторождений ванадий-урановой формации в песчаниках палеорусел.

14. Каковы различия в морфологии и условиях локализации рудных тел месторождений селен-урановой и битумно-урановой формации?

15. Каков генезис месторождений ванадий-урановой формации?

16. Назовите стратиграфические и литолого-фациальные закономерности локализации рудных тел на урановых месторождениях в песчаниках, локально обогащенных органическим веществом. Чем определяются структурно-морфологические типы рудных тел и какова роль тектонических нарушений в пространственном размещении оруденения?

17. В чём проявляются особенности состава руд циркон-урановых месторождений и его влияние на технологические типы, сорта руд и извлечение урана?

18. Какие признаки указывают на проявление гидротермальных процессов в формировании руд циркон-урановых месторождений?

19. Каковы отличительные особенности месторождений урановой формации в угленосных толщах?

20. Как влияет степень метаморфизма органического вещества углей на концентрацию урана и форму его нахождения?

21. Каковы морфология урановых рудных тел ураново-угольных месторождений и закономерности их пространственного размещения?

22. Как формируются ураново-угольные месторождения?

23. В каких природно-климатических и геологических условиях могут образовываться месторождения урановой формации в калькретах?

24. Что такое калькреты и каковы условия их образования?

25. Каковы морфология урановорудных тел в калькретах и минеральный состав руд?

26. Какова роль древних кремнисто-каолиновых кор выветривания в формировании урановых месторождений в калькретах?

27. Какие геологические факторы определяют возможность образования урановых месторождений в калькретах?

28. Определите геологическую позицию глинистых пластов, обогащенных костными остатками ископаемых рыб и особенности локализации в них уранового оруденения.

29. Каковы морфология рудных тел и их положение в стратиграфическом разрезе?

30. Назовите состав урановых руд, приуроченных к костному детриту. Как он влияет на технологию их обогащения и извлечение попутных компонентов?

31. Каков генезис месторождений фосфор-редкоземельно-урановой формации в глинах с костными остатками ископаемых рыб?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Атомная энергетика имеет целый ряд преимуществ перед обычными топливными электростанциями. Во многих высокоразвитых капиталистических странах, таких, как Франция, Бельгия, уже более половины всей энергии производится атомными электростанциями. В различных странах мира в настоящее время работает около 400 атомных станций и во многих странах, в том числе и в Советском Союзе, планируется дальнейшее развитие атомной энергетике, что требует и дальнейшего расширения сырьевой базы урана.

Большое внимание ускорению прогресса в поисках урановых месторождений уделяет МАГАТЭ, систематически организующее международные совещания по обмену опытом геологии урана. На 27-м Международном геологическом конгрессе в г. Москве по инициативе руководства МАГАТЭ был организован специальный симпозиум "Металлогения и месторождения урана", на котором заслушано 44 доклада, представленных из 17 стран. Оргкомитетом МАГАТЭ издаются периодические обзоры по сырьевой базе урана, его производству и перспективам развития.

Интенсивное развитие геологоразведочных работ на уран в последнее десятилетие привело к открытию уникальных по масштабу и качеству руд месторождений в Австралии и Канаде. Новые крупные месторождения урана выявлены в Нигере, Бразилии, Намибии. Общие разведанные запасы урана капиталистических и развивающихся стран по цене до 80 дол/кг оцениваются в 1600–1700 млн. т. Ввод в эксплуатацию месторождений богатых руд в Канаде и Австралии привел к снижению цен на уран, которые по разовым сделкам в 1986 г. составили 43,3 дол/кг. И если издержки производства урановых концентратов в США и западноевропейских странах оцениваются зарубежными специалистами в 85,5–90,7 дол/кг, то на новых рудниках Австралии и Канады они составляют соответственно 39 и 31 дол/кг. Очередность освоения урановых месторождений различных типов в ближайшие годы будет определяться прежде всего стоимостью производства урановых концентратов. Поэтому в качестве наиболее перспективных промышленных типов месторождений выделяются месторождения "несогласия" и "в песчаниках".

Снижение стоимости добычи урана возможно за счет как выявления новых месторождений богатых руд, так и использования прогрессивных способов добычи и современных технологий комплексного освоения руд.

Все большее применение в промышленности получает способ подземного выщелачивания (ПВ) урановых руд через скважины, в подземных горных выработках, на поверхности в штабелях отбитых бедных руд. Скважинная добыча способом ПВ снижает расходы на получение концентрата не только из-за внедрения прогрессивной технологии добычи, но и благодаря разработке методов попутного извлечения таких ценных попутных компонентов, как селен, молибден, рений, ванадий, скандий и др. Широкие перспективы подземного выщелачивания урана и сопутствующих компонентов предъявляют новые требования как к изучению месторождений, пригодных для отработки данным способом, так и к изучению физико-химических основ этого процесса.

Руды многих урановых месторождений содержат важные сопутствующие компоненты – золото, серебро, молибден, фосфор, редкоземельные элементы, селен, ванадий, рений, скандий, вольфрам и др. Попутное извлечение некоторых из них освоено промышленностью. Однако на многих месторождениях ценные сопутствующие компоненты уходят в отвалы и хвосты обогатительных фабрик. Задача геологов состоит в организации детального изучения состава руд, формы нахождения и размеров сопутствующих компонентов, а технологов – в разработке рациональных технологий их извлечения. Особый интерес в настоящее время представляет организация попутного извлечения из руд редких и рассеянных элементов.

Все более широкое применение способа ПВ наряду с определенными экономическими выгодами ставит в качестве первоочередной проблеме охраны окружающей среды и рационального использования ее ресурсов, превратившуюся в условиях развития научно-технической революции и бурного роста промышленного производства в одну из актуальнейших проблем современности.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Величкин В.И.* Особенности металлогении ураноносных областей. М., Энергоатомиздат, 1983.
2. *Геология и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах.* М., Недра, 1978.
3. *Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования* /Под ред. А.И. Перельмана. М., Недра, 1980.
4. *Гидротермальные месторождения урана* /Под ред. Ф.И. Вольфсона. М., Недра, 1978.
5. *Данчев В.И., Стрелянов Н.П.* Экзогенные месторождения урана. М., Атомиздат, 1979.
6. *Каждан А.Б.* Прогнозирование, поиски и разведка месторождений урана. М., Энергоатомиздат, 1983.
7. *Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И.* Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.
8. *Королев К.Г., Белов В.К., Путилов Г.С.* Месторождения фосфорно-урановой метасоматической формации. М., Энергоатомиздат, 1983.
9. *Лаверов Н.П., Смыкстын А.О., Шумилин М.В.* Зарубежные месторождения урана. М., Недра, 1983.
10. *Металлогения урана континентальных блоков земной коры*/Под ред. Ю.М. Шувалов. Л., Недра, 1980.
11. *Основы прогноза урановорудных провинций и районов* /Под ред. Н.П. Лаверова. М., Недра, 1986.
12. *Промышленные типы урановых месторождений и методы их поисков.* Л., Недра, 1984.
13. *Тугаринов А.И.* Эволюция земной коры и процессов рудообразования. М., Наука, 1983.
14. *Урановые месторождения Чехословакии.* М., Недра, 1984.
15. *Proterozoic unconformity and stratabound uranium deposits.* YAEA, Vienna, 1984.
16. *Uranium. Resources, production and demand.* Nuclear energy agency and the international atomic energy agency. OECD, 1986.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

I. Типы месторождений

- Альбититовые 36, 41, 43, 51, 70–77, 83–86
Битумно-урановые (ураноносные гуматы) 38, 48, 236, 252–260
Ванадий-урановые 39, 48, 231, 236, 260–266
Гидрогенные 38, 39
Гидротермальные 36, 37
Графитизированные ураноносные зоны дробления в биотитовых гнейсах 37, 46, 138–152
Древних платформ и щитов 36–37, 41, 42, 61–117
Железо-урановые 36, 78–83
Жилы и жильные зоны карбонатно-настуранового состава в пиритизированных породах 37, 46, 152–165
Золото-урановые:
 в калиевых метасоматитах (гумбеитах) 37, 44, 110–117
 в магнезиальных метасоматитах 36, 87–97
Золото-урановые конгломераты 36, 41, 42, 51, 63–67
Зоны ураноносных метасоматитов в гранитоидах 37, 46, 165–175
Инфильтрационные 39
Магматогенные 36
Молибден-урановые 37, 45, 187–205
 в зонах влияния крупных разломов 188–194
 в субвулканических интрузивах кислых–щелочных пород 194–198
 в сложных слоистых покровах вулканических депрессий 198–205
"Несогласия" 13, 36, 41, 43, 51, 87–105
Никель-урановые в магнезиальных метасоматитах 36, 97–103
Осадочно-метаморфогенные 36
Осадочно-сингенетические 39
Полигенные 34, 36, 38, 39, 43, 223
Полихронные 34, 43, 223
Селен-ванадий-урановые в песчаниках 39, 48, 231, 236, 237–252
Складчатых областей и срединных массивов 37–38, 41, 118–223
Урановые:
 в калькретах 284–289
 в кварц-кальшпатовых породах (аляскитах) 36, 41, 43, 105–110
 в породах, локально обогащенных органическим веществом 39, 48, 267–278
 в угленосных толщах 39, 48, 231, 236, 278–284
Флюорит-урановые в вулcano-тектонических депрессиях 38, 47, 205–214
Фосфор-редкоземельно-урановые в глинах с костным детритом рыб 39, 48, 236, 289–293
Фосфор-урановые (апатит-урановые) 37, 45, 176–187
 в догеосинклинальных терригенных отложениях 177–182
 в карбонатных породах геосинклинального этажа 183–187
"Черные" углеродисто-кремнистые сланцы 13, 38, 46, 214–223
Чехла древних и молодых платформ 38–39, 41, 47, 48, 226–293
Экзогенные 33, 56
Эндогенные 33, 56

II. Месторождения (м-ние), рудные районы (рудн. р-н) и провинции (пров.)*

Агадес (Нигер) рудн. р-н 41

Альп пров. 41

Амброзия-Лейк м-ние 231, 252, 253, 255, 257, 259

Армориканского массива пров. 41, 126, 165, 168, 169

Атабаска рудн. р-н 41, 97–103

Бакума (Центральноафриканская Республика) рудн. р-н 41

Биверлодж рудн. р-н 71, 105

Блайнд-Ривер м-ние 41, 67–68

Вайоминг пров. 41, 245–247, 258

Восточно-Андийская пров. 41

Витватерсранд м-ние 41, 63–67, 69, 70

Гранте рудн. пояс 41, 245, 252–256, 258, 259

Джабилука м-ние 88, 90–93, 96

Джадугуда м-ние 41, 71

Добруджи и Карпат пров. 41

Иберийского массива пров. 41

Иллимаусак м-ние 41

Индийского щита пров. 41, 71

Итатая м-ние 41, 71

Йилирри м-ние 41, 284–289

Ки-Лейк м-ние 98, 100, 101–103

Колорадо плато пров. 41, 228, 245, 246, 252–254

Кунгарра м-ние 88, 95

Лонгер-Хейнрих м-ние 284

Мидуэст-Лейк м-ние 98, 100–101, 102

Мичелин м-ние 41

Мудуг (Сомали) рудн. р-н 41, 284

Мэри-Кэтлин м-ние 41

Набарлек м-ние 88, 96

Пайн-Крик рудн. р-н 41, 87–97

Параны бассейна рудн. р-н 41

Патагония (Аргентина) рудн. р-н 41

Предандийского бассейна (Аргентина) рудн. р-н 41

Предкордильеры (Аргентина) рудн. р-н 41

Раббит-Лейк м-ние 98, 100

Рейнджер м-ние 88, 93–95, 96

Роксби-Даунс (Олимпик-Дам) м-ние 11, 41

Россинг м-ние 41, 43, 105, 106–109, 110

* Подчеркнуты номера страниц, на которых приведено основное описание объектов.

Субандийских хребтов рудн. р-н 41

Сьерра-де-Жакобина м-ние 41

Сьерра-Пампа (Аргентина) рудн. р-н 41

Техасской прибрежной равнины рудн. р-н 41

Ураванский рудн. пояс 41, 245, 260, 261–263, 265

Франсвильский (Габон) рудн. р-н 41, 63

Хонсю рудн. р-н 41

Центрального Французского массива пров. 41, 126, 136, 153, 165, 166, 168–170, 228

Чешского массива пров. 41, 126, 127–131, 136, 153, 228

Шарлебуа рудн. р-н 22, 41, 100, 105, 109–110

Эллиот-Лейк рудн. р-н 63, 67

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Основные тенденции развития атомной энергетики и сырьевой базы урана	5
Глава 2. Основы геохимии урана	14
2.1. Распространенность урана в земной коре	18
2.2. Геохимия урана в эндогенных процессах	21
2.3. Геохимия урана в экзогенных процессах	26
Глава 3. Промышленные типы месторождений урана и условия их формирования	32
3.1. Классификация месторождений урана	32
3.2. Технологические типы и сорта руд	51
3.3. Стадийность процесса минералообразования	58
Глава 4. Урановорудные формации фундамента древних платформ	61
4.1. Месторождения урановой и золото-урановой формации в древних конгломератах	63
4.2. Месторождения урановой и железо-урановой формации в альбититах	70
4.3. Месторождения урановой, золото-урановой и никель-урановой формации в магнезиальных метасоматитах	87
4.4. Месторождения урановой формации в кварц-калийшпатовых породах (алюскитах)	105
4.5. Месторождения золото-урановой формации в калиевых метасоматитах (гумбеитах)	110
Глава 5. Урановорудные формации геосинклинальных складчатых поясов и их срединных массивов	118
5.1. Особенности геологического строения и ураноносность геосинклинально-складчатых областей	118
5.2. Особенности геологического строения и ураноносность срединных массивов	124
5.3. Условия образования урановых месторождений срединных массивов	131
5.4. Месторождения урановой формации в биотитовых гнейсах	138
5.5. Месторождения урановой формации в пиритизированных углеродистых сланцах, алевролитах и песчаниках	152
5.6. Месторождения урановой формации в гранитоидах ("эписиенитах")	165
5.7. Месторождения фосфор-урановой формации в натриевых метасоматитах	176
5.8. Месторождения молибден-урановой формации в березитах	187
5.9. Месторождения флюорит-урановой формации в вулканотектонических депрессиях	205
	301

5.10. Месторождения урановой формации в углеродисто-кремнистых ("черных") сланцах	214
Глава 6. Урановорудные формации чехла древних и молодых платформ	226
6.1. Геологические факторы, определяющие условия формирования месторождений	227
6.2. Месторождения селен-ванадий-урановой формации в песчаниках	237
6.3. Месторождения битумно-урановой формации в терригенных породах (ураноносные гуматы)	252
6.4. Месторождения ванадий-урановой формации в песчаниках палеорусел	260
6.5. Месторождения урановой формации в породах, локально обогащенных органическим веществом	267
6.6. Месторождения урановой формации в угленосных толщах	278
6.7. Месторождения урановой формации в калькретах	284
6.8. Месторождения фосфор-редкоземельно-урановой формации в глинах с костными остатками ископаемых рыб	289
Заключение	295
Список рекомендуемой литературы	297
Предметный указатель	298

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Бойцов Владимир Емельянович

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Заведующий редакцией *В.А. Крыжановский*

Редактор издательства *Т.П. Мыскина*

Технические редакторы *Л.Д. Агапонова, Н.С. Анашкина*

Корректор *К.И. Савенкова*

Оператор *Л.А. Троянова*

ИБ № 7437

Подписано в печать с репродуцируемого оригинал-макета 08.12.88. Т – 22386. Формат 60х88 ¹/₁₆. Бум. офсетная № 2. Гарнитура Пресс-роман. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 18,62 Усл. кр.-отт. 18,62 Уч.-изд. л. 20,0. Тираж 1940 экз. Зак. № 6703/1440-4 Цена 1 руб.

Набор выполнен на наборно-пишущей машине

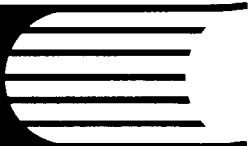
Ордена "Знак Почета" издательство "Недра".

125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО
"Первая Образцовая типография" Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
113054, Москва, Валовая, 28.



**ВНИМАНИЮ
СПЕЦИАЛИСТОВ!**



**В 1990 г. ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА"
ВЫПУСКАЕТ В СВЕТ УЧЕБНИК ДЛЯ ВУЗОВ**

ОСНОВЫ ПАЛЕОНТОЛОГИИ

АВТОРЫ: О.В. БОГОЯВЛЕНСКАЯ, М.В. ФЕДОРОВ
Объем – 15 л., цена – 50 коп.

В учебнике, предназначенном для будущих инженеров-геологов, специалистов по геологической съемке, поискам и разведке, описаны морфологические признаки каждого крупного подразделения органического мира (не ниже отряда), намечены различия групп близких по образу жизни. Классификации уделено меньше места; авторы пошли на это совершенно сознательно, так как анализ строения любого палеонтологического объекта, родовая и видовая диагностики требуют специальных, углубленных знаний и доступны специалистам-палеонтологам. Приведены краткие сведения о методике сбора и исследования окаменелостей, что совершенно необходимо для будущего инженера-геолога, изучающего естественные обнажения, керн буровых скважин и т.д.

Во вводном разделе учебника рассмотрены цели и задачи палеонтологии, объекты ее исследований, рассказано об истории науки, среде обитания организмов, распределении жизненных форм в море и на суше. В разделе *Палеозоология* описаны губки, археоциаты, кишечнополостные, черви, моллюски, членистоногие, брахиоподы, мшанки, иглокожие, граптолиты. В последние годы достигнут значительный прогресс в познании многих подразделений низших многоклеточных животных. На службу геологии привлечены такие проблематичные группы, как конодонты, хитинозои и др. В работе показано их значение для расчленения толщ. Дана краткая характеристика позвоночных животных, история их развития. Раздел *Палеоботаника* содержит описание низших и высших растений. Значительное место уделено характеристике органических остатков позднего протерозоя и венда.

Источником иллюстраций служили тома фундаментального справочника "Основы палеонтологии", а также "Палеонтологический словарь", некоторые специальные монографии.

Книгу можно заказать в местных магазинах, распространяющих геологическую литературу, или через отдел "Книга – почтой" по адресу:

**199178 Ленинград, Васильевский остров, Средний проспект, 61,
магазин № 17.**