


В. К. ЧЕРЕПНИН



**ГЕОХИМИЯ И ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УРАНА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ТОМСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1972

ТОМСКИЙ ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ И ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИМЕНИ С. М. КИРОВА

553.49 + 550.4

В. К. ЧЕРЕПНИН

ГЕОХИМИЯ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

*Учебное руководство для студентов геологических
специальностей вузов, изучающих геологию
радиоактивного сырья*

Издание второе
(исправленное и дополненное)

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томск — 1972



1002

В книге рассматриваются основные черты геохимии урана при геологических процессах и дается описание генетических типов урановых месторождений на основе принятой автором классификации, а также излагаются основные понятия по металлогении урана.

Книга представляет собой учебное пособие для студентов вузов, изучающих геологию радиоактивного сырья. Она может быть также полезна для научных работников и геологов-производственников.

Редактор — профессор А. М. Кузьмин

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Общий план книги остался прежним. Наиболее существенные изменения претерпела теоретическая глава «Геохимия урана». Гораздо более полно, с использованием последних литературных источников, излагается геохимия урана в магматическом процессе и, в частности, более подробно освещен вопрос о формах нахождения урана в магматических породах. Большое внимание уделяется возможным формам переноса и причинам отложения урана из гидротермальных растворов. Приведен свежий материал при рассмотрении экзогенной геохимии урана. В целом объем главы увеличен по сравнению с первым изданием примерно на 2 авторских листа. Некоторые изменения внесены также в классификацию, например, в группе высокотемпературных гидротермальных месторождений выделена новая формация — «формация ураноносных альбититов».

Описательная часть работы существенных изменений не претерпела. За счет устранения излишних подробностей при описании примеров она несколько сократилась. Основные изменения здесь касаются общей характеристики группы гидротермальных месторождений, которая приведена с учетом последних сводных отечественных работ по этому вопросу. При описании ураноносных конгломератов достаточно подробно освещена полемика по генезису этих образований, развернувшаяся с новой силой в современной зарубежной печати. Многие старые иллюстрации заменены более новыми.

В работе учтены ценные советы профессоров А. М. Кузьмина, В. Н. Котляра, а также замечания Ф. П. Кренделева, П. С. Долгушина, Р. С. Журавлева и других.

Всем этим товарищам автор приносит искреннюю благодарность.

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Книга «Геохимия и типы месторождений урана» предназначена в качестве руководства для студентов геологических специальностей вузов, изучающих геологию радиоактивного сырья, и прежде всего для специальности «Геология и разведка редких и радиоактивных элементов», и составлена в соответствии с требованиями учебной программы. Основой для написания настоящей работы послужили лекции, прочитанные автором в течение десяти лет в Томском политехническом институте.

В книге излагаются современные представления о поведении урана при различных геологических процессах, описываются условия формирования основных генетических типов урановых месторождений и приводится характеристика наиболее типичных представителей.

Помимо материалов обеих женевских конференций по мирному использованию атомной энергии (1955 и 1958 гг.), материалов 21-й сессии Международного геологического конгресса (1960 г.), автором при составлении книги использована обширная советская и иностранная литература, опубликованная за последние годы.

Как известно, целый ряд вопросов, главным образом генетического порядка, в современной литературе носит дискуссионный характер. При описании таких вопросов и положений автор стремился как можно более беспристрастно изложить имеющийся фактический материал и показать основу существующих разногласий. Позиция же самого автора всегда хорошо видна и вытекает из того, в каком разделе книги описывается тот или иной объект или рассматривается тот или иной вопрос.

При окончательной доработке книги автор учел многие ценные замечания А. М. Кузьмина, Ф. П. Кренделева, А. Г. Бакирова, а также советы М. Ф. Стрелкина и Ф. Н. Шахова. Всем этим товарищам автор приносит искреннюю благодарность. Весьма признателен также автор Г. М. Аксеновской за большую помощь в оформлении рукописи.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ**ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ, СВОЙСТВА И ПРИМЕНЕНИЕ
УРАНА**

Соединение UO_2 было впервые установлено немецким химиком М. Клапротом в 1789 году, который по ошибке принял его за новый элемент и назвал ураном в честь планеты Уран, обнаруженной в 1781 году. Чистый уран был получен впервые французским химиком Е. Пелиго в 1841 г.

В 1870 г. Д. И. Менделеев определил атомный вес и порядковый номер урана, поместив его в VI группу своей периодической системы и предсказав возможность многих открытий при дальнейшем изучении химических и физических особенностей данного элемента. В настоящее время он рассматривается в III группе периодической системы и по сходству химических свойств относится к подгруппе актиноидов. Порядковый номер его 92.

В 1896 году французским физиком Беккерелем были открыты связанные с ураном излучения, изучением природы которых позднее занимались супруги Кюри, назвавшие это самопроизвольное излучение радиоактивностью элемента. В 1898 г. ими и Бемоном были выделены из урановой смолки Яхимовского месторождения Чехословакии два новых элемента: радий и полоний, существование которых было предсказано еще Д. И. Менделеевым.

При изучении характера излучения было установлено три типа лучей: альфа-лучи, представляющие собой поток ядер атомов гелия, легко поглощающиеся слоем воздуха в несколько сантиметров толщиной; бета-лучи, являющиеся потоком электронов, которые способны уже проходить через тонкие металлические пластинки толщиной до 5 мм, и гамма-лучи, представляющие собой электромагнитные колебания, обладающие способностью проникать через значительные толщи металлов (свинец до 10 см). Все эти лучи ионизируют воздух, делая его проводником электричества. На этом и основано применение современных электрометрических методов измерения радиоактивности. Можно также радиоактивность определять калориметрически, так как содержащийся в уране радий выделяет в процессе распада тепло (1 г радия за 1 час

выделяет 134 г/калорий тепла). В настоящее время радиометрические методы разведки применяются не только при поисках урановых и ториевых руд, но и при поисках россыпей золота, платины, олова и вольфрама, содержащих некоторую примесь монацита или торанита. Применяются эти методы также при поисках и разведке фосфоритов, радиоактивных источников и некоторых нефтяных месторождений. Конечными продуктами распада урана являются гелий, свинец и радий. Между ураном и радием существует определенное равновесие. В настоящее время известно, что максимальное количество радия в уране может составлять 0,34 г на тонну урана. В процессе радиоактивного распада устанавливается равновесное отношение между радием и ураном, которое обычно равно $0,34 \cdot 10^{-6}$. Так как скорость распада урана постоянна, то по содержанию в урановых минералах гелия и свинца можно определить абсолютный возраст минералов, горных пород и урановых месторождений. Однако следует иметь в виду, что на сегодняшний день между данными различных лабораторий по определению абсолютного возраста одного и того же объекта имеются значительные расхождения, достигающие нескольких десятков, а то и сотен миллионов лет. Достаточно достоверным можно считать только определение возраста древних месторождений вследствие, имеющего место снижения относительных ошибок при увеличении абсолютного значения определенных величин.

Например, определение возраста классического месторождения урана района Большого Медвежьего озера (Канада) дало более 1 млрд. лет, что соответствует архею. Определение возраста другого известного месторождения в Конго — Шинколобве показало — 600 млн. лет, что соответствует протерозою; возраст же мексиканского месторождения Чуауа оказался равным 50 млн. лет (третичный период).

Период полураспада урана составляет величину $4,4 \cdot 10^9$ лет. В конечном счете атом урана целиком должен перейти в атом Pb^{206} и в восемь атомов гелия.

Природный уран состоит из трех изотопов: U^{238} (уран первый); U^{234} (уран второй); U^{235} (актиноуран). Искусственно удалось получить и другие, большей частью очень короткоживущие изотопы урана. По Д. Кацу и Б. Рабиновичу (1954), имеется восемь таких изотопов. Периоды полураспада изотопов урана, как и их содержание в природном уране, резко различные (табл. 1).

Изотопы U^{238} и U^{234} входят в один радиоактивный ряд, поэтому во всех рудах, в которых уже установилось радиоактивное равновесие, отношение этих изотопов постоянно и равно отношению их периодов полураспада. По последним данным, это отношение $\text{U}^{238} : \text{U}^{234} = 19.527$.

В 1939 году работами Ф. Ж. Кюри и ряда других физиков было доказано, что при бомбардировке ядер изотопа U^{235} нейтронами происходит деление ядер урана на две части, соответствующие элементам средней части периодической системы — барию и криптону. Эти две части разлетаются с невероятной силой, что сопровождается освобождением огромного количества энергии. В дальнейшем из U^{238} были получены так называемые трансурановые элементы: нептуний (93), плутоний (94), америций (95), кюрий (96). Позже были получены: берклий (97), калифорний (98), эйнштейний (99), фермий (100). В самые последние годы были открыты менделевий (101) и нобелий (102). В этот же период была доказана возможность расщепления ядер атомов плутония с выделением внутриядерной энергии. Оказалось, что с помощью ядер тяжело-

лого изотопа водорода можно регулировать скорость разрушения атомов урана и, в зависимости от поставленной цели, или ускорять цепную реакцию деления ядер, вызывая внезапное выделение огромного количества энергии, или замедлять процесс, добиваясь медленного и постепенного освобождения энергии.

Металлический уран — серебристо-белый металл. На воздухе быстро тускнеет. В настоящее время металлургии выделяют три разновидности металлического урана, различающиеся по физическим свойствам: α -уран, β -уран, γ -уран. Первый представляет собой наиболее низкотемпературную модификацию, устойчивую до 662° . Кристаллизуется он в ромбической сингонии. Несколько ковок. Отличается наибольшим из всех разновидностей пределом прочности ($120\text{--}140\text{ кг/мм}^2$). Второй — устойчив в интервале температур $662\text{--}772^\circ$. Имеет предположительно также ромбическую сингонию, но обладает более низкой симметрией. Третья разновидность металла устойчива при температуре свыше 772° и характеризуется кубической сингонией своей кристаллической решетки. Плотность γ -разновидности, вычисленная по рентгеноструктурным данным, составляет $19,05\text{ г/см}^3$. Экспериментальные данные всегда дают более низкие значения в связи с наличием в уране посторонних примесей.

Температура плавления чистого урана (по Кацу и Рабиновичу) равна 1133° , температура кипения — порядка 3900° .

Электропроводность металлического урана плохая, при-

Т а б л и ц а 1

Изотопы	Период полураспада	Содержание в природном уране, %
U^{238}	$4,51 \cdot 10^9$ лет	99,2739
U^{235}	$7,13 \cdot 10^8$ лет	0,7205
U^{234}	$2,475 \cdot 10^5$ лет	0,0056

мерно вдвое ниже, чем у железа. Теплопроводность его равна $70 \cdot 10^{-3}$ кал. см⁻¹ сек⁻¹ град.⁻¹. По магнитной восприимчивости уран относится к парамагнитным элементам. Рентгеновский спектр урана очень сложен.

Что касается областей применения рассматриваемого элемента, то следует заметить, что после открытия уран долгое время совершенно не находил себе применения. Например, хорошо известно, что при разработке в Рудных горах серебро-кобальт-никель-висмутовых руд содержащийся в них уран выбрасывался в отвал. Позже он стал применяться в небольших количествах в качестве присадки к сталям, для производства красивых и стойких красок, которые использовались в стекольной промышленности. После открытия явлений радиоактивности и возможности их использования в медицине урановые руды стали достаточно широко разрабатываться на радий. Спрос на уран резко возрос с 1942 года в связи с началом использования атомной энергии.

В настоящее время уран используется в двух основных направлениях: в качестве ядерного горючего для различного типа атомных энергетических установок и по линии использования радиоактивного излучения. На базе использования энергии этого излучения в настоящее время возникла новая отрасль химии, так называемая радиационная химия. Перед этой молодой наукой стоит задача использования атомной энергии в промышленной химии.

Изучение радиоактивных изотопов успешно используется в наши дни в измерительной технике. На основе использования этого излучения созданы уже многие очень важные измерительные приборы, такие как гамма-дефектоскопы, плотномеры, влагомеры и т. п. Радиоактивные изотопы и их излучения широко применяются в медицине при диагностике и лечении различных заболеваний. Наиболее широко для этих целей используются: кобальт-60 (Co^{60}), йод-131 (I^{131}), фосфор-32 (P^{32}), золото-198 (Au^{198}), натрий-24 (Na^{24}), стронций-90 (Sr^{90}), цезий-137 (Cs^{137}) и др.

Не менее широко используются так называемые «меченые» атомы, являющиеся искусственными радиоактивными короткоживущими изотопами. В настоящее время известно порядка тысячи таких изотопов, применяющихся в технике, биологии, сельском хозяйстве, почвоведении и в других отраслях хозяйства и науки.

В самое последнее время стали использовать ядерные взрывы для интенсификации добычи нефти и газа и в горной промышленности. Кроме того, известны случаи применения их для сооружения больших котлованов при строительстве каналов, создании искусственных водоемов и гаваней.

ЭКОНОМИКА УРАНА

Разведанные запасы урана в странах капиталистического мира за последние годы претерпели существенные изменения и оцениваются, на начало 1970 г., примерно в 700 тыс. т. U_3O_8 (табл. 2). Из них почти 85% падает на долю четырех стран — ЮАР (27%), США (26%), Канады (25%) и Франции (6%).

Таблица 2

Запасы урана и производство урановых концентратов в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах
(по Г. С. Ермаковой, 1971)

Континенты и страны	Разведанные запасы U_3O_8 , тыс. т	Содержание U_3O_8 в руде, %	Производство U_3O_8 в концентрате, тыс. т		
			1967 г.	1968 г.	1969 г.
США	185,0	0,21	9,62	11,43	12,20
Канада	180,0	0,12	3,39	3,37	3,50
Аргентина	8,15	0,1—0,2	0,02	0,06	0,08
Мексика	2,0	0,1—0,2	—	—	—
ЮАР	186,0	0,02—0,03	3,08	3,51	3,60
Центрально-Африканская Республика	8,0	Св. нет	—	—	—
Нигер	24,0	0,25	—	—	—
Марокко	5,4	Св. нет	—	—	—
Малагасийская Республика	0,4	Св. нет	0,08	0,03	—
Конго (Киншаса)	5,5	0,3	—	—	—
Габон	7,0	0,4	0,64	0,45	0,45
Япония	6,5	0,04—0,06	—	—	—
Пакистан	0,2	0,1—0,5	—	—	—
Индия	4,2	0,07	0,15	0,18	0,10
Австралия	9,2	0,1—0,2	0,64	0,30	0,30
Швеция	Св. нет	0,01—0,3	0,01	0,01	0,01
Швейцария	2,0	0,02—0,1	—	—	—
ФРГ	2,0	0,1—0,2	Св. нет	Св. нет	Св. нет
Франция	43,0	0,1—0,2	1,23	1,27	1,38
Португалия	8,67	0,15—0,21	0,05	0,10	0,10
Италия	1,9	0,12	—	—	—
Испания	10,5	0,11	0,12	0,12	0,12
Всего	700,12		19,03	20,83	21,84

Эти же страны за 1969 г. произвели около 95% закиси-оксида урана (по содержанию в концентратах). Запасы Европейских стран составляют 68 тыс. т.

Отмечающийся в последние годы значительный рост запасов произошел за счет США, Центрально-Африканской республики, Нигера, Австралии, Франции. Он объясняется не только открытием новых, но и доразведкой уже известных месторождений и переоценкой запасов.

Южно-Африканская Республика по промышленным запасам занимает первое место среди капиталистических стран (186,0 тыс. т. U_3O_8 при среднем содержании трехоксида урана 0,034%). Крупнейший промышленный интерес представляют здесь месторождения золотоносных конгломератов Витватерсранда, из которых промышленное извлечение урана началось с 1953 года. Содержание урана в руде колеблется от 0,002 до 0,08%, оно не пропорционально содержанию золота. В среднем концентрация урана в рудах в 10—15 раз превышает содержание в них золота. Из прочих типов на рассматриваемой территории известны пегматитовые месторождения, имеющие резко подчиненное значение.

Соединенные Штаты Америки занимают второе место. Согласно приведенной таблице запасы урана в стране составляют 185 тыс. т. U_3O_8 , при среднем содержании 0,21%. Некоторые авторы увеличивают эту цифру до 200 тыс. т (Romney, 1970). Главная масса этих запасов находится в пределах трех штатов: Нью-Мексико, Вейоминг и Колорадо. Крупнейшим промышленным объектом является месторождение Амброзия—Лейк (штат Нью-Мексико), рудная минерализация которого связана с битуминозными песчаниками. Работами последних лет запасы этой рудоносной площади значительно увеличены и включают около 60% запасов всей страны. Крупное месторождение, с хорошим содержанием, пригодное для отработки открытым способом, разведется в штате Вейоминг.

Канада, согласно сводке Г. С. Ермаковой, оказалась на третьем месте с запасами 180 тыс. т. Однако, в периодической печати нередко приводятся более высокие цифры, порядка 190 тыс. т. U_3O_8 . Из них 74% находится в докембрийских конгломератах района озера Эллиот площади Блайнд-Ривер (штат Онтарио), 16% — в месторождениях жильного типа района Биверлодж, Саскачеван и 10% — в пегматитах Бенкрофт. Кроме того, в последнее время установлена перспективность протерозойских формаций в качестве потенциальных источников уранового сырья, а также жильных месторождений районов Порт-Радий, р. Мариан, Макковак и пегматитовых месторождений во многих участках Канадского щита, Кордильер и Аппалачей.

Во Франции промышленные запасы трехоксида урана составляют 43,0 тыс. т. Имеются сведения, что к концу 1970 г. они достигли 54 тыс. т («Mining J.», 1970). Основные ураноносные районы страны — Лимузен, Форез и Вандея — располагаются в пределах центрального французского массива. На этой территории в настоящее время эксплуатируются семь гидротермальных месторождений. Кроме того, в Вогезах имеется два промышленных месторождения, оруденение которых связано с черными сланцами.

Испания занимает второе после Франции место по промышленным запасам урана среди капиталистических стран Западной Европы. Запасы ее оцениваются в 10,5 тыс. т U_3O_8 при среднем содержании трехоксида урана в руде 0,11%. Наиболее перспективным в отношении ураноносности является район Месеты. Здесь имеются месторождения различного генезиса. Практический интерес представляют гидротермальные и осадочные месторождения.

В Индии месторождения урана выявлены во многих районах. Разведанные запасы U_3O_8 к началу 1965 г. достигли 15,0 тыс. т. Наиболее крупным поставщиком урана является месторождение Джадугуда (штат Бихар) с запасами порядка 4,2 тыс. т U_3O_8 при содержании от 0,5 до 1,5%. Оруденение здесь приурочено к докембрийским конгломератам и хлоритовым сланцам. Основной рудный минерал — уранинит.

Промышленный интерес представляют также монацитовые россыпи, связанные с современными прибрежно-морскими песками западного и восточного побережья страны. Пески содержат от 0,2 до 0,4% окиси урана и от 5 до 11% окиси тория. Наибольшая концентрация монацита наблюдается в устьях рек, впадающих в Аравийское море.

Дополнительным источником урана могут явиться хвосты отвалов медных руд, скопившиеся при эксплуатации месторождений Бихарского медного пояса.

В Австралии промышленные запасы на конец 1966 г. составляли 13,6 тыс. т U_3O_8 при среднем содержании трехоксида урана — 0,1—0,2%, причем большая часть их заключена в месторождении Мэри Кетлин (штат Квинсленд). Проведенные в последнее время разведочные работы позволили значительно увеличить запасы месторождения (Lloyd, 1970). Ожидается также прирост запасов на месторождении Рам Джангл (северная территория Австралии), где открыто новое крупное рудное тело с высоким содержанием металла. Третье известное месторождение Рейдиум-Хилл (Южная Австралия) к настоящему времени истощило свои запасы.

По данным периодической печати («Mining Mag.», 1970; Bild Wiss., 1971) в районе Нарберлек (270 км восточнее г. Дарвин) в метаморфических породах бурением обнаружено

на небольшой глубине две линзы существенно настурановых руд. Запасы месторождения оцениваются в 55 тыс. т. U_3O_8 при среднем содержании 24% (максимальное содержание — 58,9%). Имеются сведения (Ермолаева, 1971), что в том же районе обнаружено еще одно месторождение подобных очень богатых руд с ориентировочными запасами порядка 70 тыс. т. U_3O_8 .

Бразилия. Запасы страны еще на 1964 г. оценивались в размере 10,0 тыс. т. U_3O_8 (Сазыкин, 1968). Оруденение представлено древними ураноносными конгломератами и урансодержащими циркониевыми месторождениями предположительно гидротермального генезиса. Как циркониевые месторождения могут быть рентабельными только при попутном извлечении урана. Содержание в пробах U_3O_8 составляет в среднем 0,5%.

Уран присутствует также в ниобийсодержащих пегматитах штата Минас-Жерайс. Наиболее крупные месторождения (Ораша и Тапира) подготавливаются к освоению как комплексные (Сазыкин, 1968). Известен уран также в прибрежно-морских монацитовых россыпях.

Из прочих перечисленных в табл. 2 стран остановимся только на Конго. Эта страна, особенно провинция Катанга, лет двадцать назад была крупным поставщиком богатых руд. Уникальное месторождение Шинколобве на ранних этапах своей эксплуатации выдавало руды со средним содержанием U_3O_8 от 4,0 до 10,0%. Позже, когда эти участки отработались, стали добываться руды с содержанием 0,5—0,8%. В настоящее время месторождение выработано. В стране известен ряд более мелких месторождений — Калонгве, Самбове, Луишия и др. Современные запасы оцениваются в 55 тыс. т. U_3O_8 .

Последнее время в зарубежной печати встречаются многочисленные сведения об открытии в Западной Африке новых богатых ураноносных площадей («Mining Mag.», 1968; «S. Afric. Mining. Engng. J.», 1968 и др.). Указывается, что в Нигере выявлен ряд новых ураноносных районов, наиболее крупным из которых является район Арли с месторождениями: Ариане, Арнольд, Арлекон. Месторождения залегают в песчаниках и песчано-карбонатных породах мела и представляют собой роллы, пластовые залежи и линзы, приуроченные к руслам древних потоков. Запасы района оцениваются в 20 тыс. т. U_3O_8 . Подписано соглашение о создании смешанного франко-нигерского общества по эксплуатации месторождений. Предполагалось уже в 1970 г. добыть 200 т трехоксида урана, а с 1973 г. довести добычу до 1000 т в год.

К началу второй мировой войны общая добыча урана за 40 лет составила 7500 т. В 1956, 1957 и 1959 годах эта добыча по странам капиталистического мира достигла соответственно

(в тыс. т): 13,4, 19,1 и 39,3. В 1960 г. произошло первое, за весь послевоенный период, снижение уровня добычи. В этом году произведено 30,0 тыс. т U_3O_8 . По сообщениям в периодической печати («Mining J.», 1964), добыча U_3O_8 к 1963 году упала по капиталистическому миру до 27,2 тыс. т, в том числе в США — 12,9, Канаде — 8,2, ЮАР — 3,6, Франции — 1,6 и Австралии — 0,4 тыс. т, и продолжала непрерывно падать в течение 1964—1965 гг. Перепроизводство уранового сырья привело к закрытию многих рудников. Так, например, в Канаде из 25 действующих в 1959 г. в 1964 г. функционировало только 4 рудника, на месторождении Мэри Кетлин (Австралия) в конце 1963 г. остановлена обогатительная фабрика, на большинстве предприятий резко сокращено производство урановых концентратов.

Развитие спроса на уран для мирных целей за рубежом ожидалось примерно с 1970 г. Годовое потребление окиси урана в капиталистических странах должно составить к 1975 г. 34 тыс. т, к 1980 г. 72 тыс. т и к 1985 г. 124 тыс. т. По мнению зарубежных экономистов для удовлетворения потребностей атомной энергетики и других отраслей промышленности запасы уранового сырья в капиталистических и развивающихся странах к 1980 г. должны составить не менее 1 млн. т.

Предстоящее увеличение спроса на уран послужило толчком к новому развороту разведочных работ, который уже отчетливо наметился с 1966 года. Добыча урана в 1963, 1969 годах находилась на уровне 22 тыс. т U_3O_8 , к 1985 г. она должна возрасти до 125 тыс. т. Основными поставщиками урана на мировой рынок являются Канада и ЮАР, экспорт которых составляет 6—7 тыс. т U_3O_8 в год (в концентрате). В 1969 г. впервые на внешний рынок в качестве экспортера вышла Франция (Ермакова, 1971). Крупнейшим импортером в 1969 г. была Англия. Значительное количество урана ввозят Япония и ФРГ. США, сконцентрировавшие у себя к началу шестидесятых годов $\frac{3}{4}$ всего урана, добытого в капиталистическом мире, в 1969 г. закупили только несколько сотен тонн U_3O_8 . Как сообщает периодическая печать (Lloyd, 1970 и др.), в настоящее время за рубежом наблюдаются серьезные трудности в сбыте урана. Полагают, что причина этого заключается в замедлении ввода в строй новых ядерных энергетических установок и значительном росте запасов урана в ряде стран.

Цены на урановые концентраты в последние годы существенных изменений не претерпели. Так, в 1969 г. в США максимальная цена составляла в среднем 16 долларов за 1 кг U_3O_8 в концентрате, опускаясь иногда до 11 долларов. Вы-

сказываются мнения, что в ближайшее время цены возрастут до 17,5—22,0 долларов за 1 кг U_3O_8 в концентрате.

Что касается кондиций, то нижний предел среднего промышленного содержания урана составляет 0,1%, а часто и ниже при благоприятных условиях. В месторождениях с запасами более десяти тысяч тонн кондиции понижаются до 0,05%. В настоящее время характерен переход промышленности к убогим рудам, в которых уран является побочным продуктом (содержание порядка 0,01—0,02%).

К концентратам за рубежом (Вагош, 1965) предъявляются следующие требования: U_3O_8 должно быть не менее 75% и не более 2% V_2O_5 , 4% PO_4 , 4% CO_3 и т. д.

Ведущее экономическое значение как в запасах, так и в добыче из всех известных генетических типов имеют ураноносные конгломераты и битуминозные песчаники. Правда, последние крупные находки настурановых руд в Австралии, по-видимому, несколько изменят общий баланс в пользу гидротермальных месторождений. Кроме того, в качестве возможного резерва урана в наши дни рассматривается морская вода (Villiers, 1969), в которой содержится 4 000 млн. т урана.

В зависимости от размеров запасов урана месторождения делят на мелкие — с запасами в сотни тонн, средние — с запасами в единицы тысяч тонн, крупные и очень крупные — запасы порядка десятков тысяч тонн.

МИНЕРАЛЫ УРАНА

Высокая химическая активность и широкое распространение урана в земной коре обеспечивают образование разнообразных и многочисленных природных соединений. В настоящее время известно около 170 урановых и урансодержащих минералов, причем число это из года в год неуклонно увеличивается.

В большинстве отечественных руководств по минералогии урана (О. М. Шубникова, 1948; М. В. Соболева и И. А. Пудовкина, 1957; Р. В. Гецева и К. Т. Савельева, 1956) проводится рассмотрение минералов на основе химической классификации. Весьма широкой популярностью у геологов пользуется систематика В. Г. Мелкова (1955), основанная на учете валентности входящего в минерал урана.

КЛАССИФИКАЦИЯ РАДИОАКТИВНЫХ МИНЕРАЛОВ УРАНА И ТОРИЯ (ПОВ. Г. МЕЛКОВУ)

I. Минералы в основном четырехвалентного урана (преимущественно минералы урана с торием).

А. Урановые (U^{4+}) минералы.

1. Сложные окислы урана (U^{4+}), титана, железа, тория (титанаты урана, железа и тория):

- 1) лодочникит $2(U, Th)O_2 \cdot 3UO_3 \cdot 14TiO_2$,
- 2) браннерит $(U, Ca, Fe, Y, Th)_3 Ti_5O_{16}$,
- 3) давидит (U-ильменит).

2. Силикаты урана (U^{4+}) и тория, силикаты урана (U^{4+}) (торосиликаты и ураносиликаты):

- 1) торит (оранжит) $ThO_2 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$ ($n = 1-1,5$),
- 2) макинтошит $3ThO_2 \cdot UO_2 \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$ по другим данным — $4UO_3 \cdot 3ThO_2 \cdot PbO \cdot CaO \cdot 8SiO_2 \cdot 22H_2O$,
- 3) майтландит $2(Pb, Ca)O \cdot 3ThO_2 \cdot 4UO_2 \cdot 8SiO_2 \cdot 23H_2O$,
- 4) коффинит $(UO_2 \cdot SiO_2) (OH_4) (?)$,
- 5) ураноторит $(Th, U, Fe)O_2 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$; $n > 1,5$; $Th \cdot U > 3$,
- 6) ферриураноторит $(Th, U, Fe)O_2 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$; $n > 1,5$; $Th \cdot U > 3$,

- 7) ферриторит (ферриоранжит) $(Th, U, Fe)O_2 \cdot SiO_2 \cdot nH_2$; $n > 1,5$; $Th : U 3(?)$,
- 8) торогуммит $2ThO_2 \cdot UO_2 \cdot SiO_2 \cdot 6H_2O$; по другим данным — $3ThO_2 \cdot 4UO_3 \cdot PbO \cdot CaO \cdot 8SiO_2 \cdot 7H_2O$,
- 9) эналит $(Th, U)O_2 \cdot SiO_2 \cdot 2H_2O (?)$,
- 10) гидроторит $ThO_2 \cdot SiO_2 \cdot 4H_2O (?)$,
- 11) николайит $2(Pb, Ca)O \cdot 3ThO_2 \cdot 4UO_3 \cdot 8SiO_2 \cdot 21H_2O$,
- 12) пильбарит $ThO_2 \cdot UO_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$.

3. Гидроокислы урана (U^{4+}):

- 1) янтинит $2UO_2 \cdot 7H_2O (?)$.

4. Фосфаты урана (U^{4+}):

1. лермонтовит $(U, Ca, TR)_2 (PO_4)_4 \cdot 6H_2O$.

Б. Урансодержащие (U^{4+}) минералы

1. Сложные окислы титана, редких земель, тория (титанаты редких земель и тория):

- 1) делоренцит $2FeO \cdot UO_2 \cdot 2Y_2O_3 \cdot 24TiO_2 (?)$,
- 2) уфертит $20FeO \cdot 8Fe_2O_3 \cdot 4TR_2O_3 \cdot UO_2 \cdot 74TiO_2$,
- 3) иттрокразит $(Y, Th, U, Ca)_2 (Ti, Fe, W)_4O_{11} (?)$,
- 4) смирновит (торутит) $2[(Th, U, Ca)_2 Ti_2O_6] \cdot H_2O$.

2. Сложные окислы титана, тантала, ниобия и редких земель (тантало-ниобаты, ниобо-танталы, титано-тантало-ниобаты):

- 1) фергюсонит (тирит, брагит, сипилит) $(Y, Er, Ce, U) (Nb, Ta, Ti)O_4$,
- 2) эвксенит (линдокит)-поликраз- $(Y, Ce, Ca, U, Th) (Nb, Ta, Ti)_2O_6$,
- 3) приорит $(Y, Er, Ca, U, Th) (Nb, Ta, Ti)_2O_6$,
- 4) эшинит $(Ce, Ca, Fe, Th) (Ti, Nb, Ta)_2O_6$,
- 5) блонстрандин $(Y, Er, Ca, Th, U) (Ti, Nb, Ta)_2O_6$,

- 6) хлопинит (Y, U, Th) (Nb, Ti, Ta)₂O₆ (?),
- 7) вникит (Y, U, Fe, Ca) (Na, Ta, Ti, Si)₂ (O, OH)₆ (?),
- 8) тоддит (U—колумбит) (Fe, Mn, U) (Nb, Ta)₂O₆,
- 9) гнельмит — водный ниобо-танталат Y, Fe, U, Ca,
- 10) самарскит (кальциосамарскит, фитингофит) (Y, Er, Ce, U, Th, Fe)₄ [(Nb, Ta)₂O₇]; в Ca—самарските CaO = 4,76—7,56%, в Fe—самарските — FeO = 23,21%,
- 11) плюмбониобит-ниобат Y, Gd, Sm, U, Pb, Fe,
- 12) обручевит 3Na₂O·4(Ca, Fe)O·3Y₂O₃·(U, Th)₂·5(Ta, Nb)₂O₃·2H₂O,
- 13) ишикаваит (U, Fe, Y, Er, Ce) (Nb, Ta)₂O₇ (?),
- 14) ампангабит (Y, Er, U, Ca, Th)₂ (Nb, Ta, Fe, Ti)₇O₁₈ (?),
- 15) иттротанталит (Fe, Y, U, Ca...)₄ [(Ta, Nb)₂O₇]₃,
- 16) пирохлор (Na, Ca, U...) (Ti, Nb...) O₆ (F, OH),
- 17) микролит, джалмаит (Na, Ca, U...) (Ta, Ti...) O₆ (O, OH),
- 18) гатчеттолит (U, Ca, Fe)₂ (Nb, Ta, Ti)₂O₆ (O, OH),
- 19) менделеевит, эльсвортит (U, Ca, Fe)₂ (Nb, Ta, Ti)₂O₆ (O, OH),
- 20) бетафит (U, Ca, Th, Y, Ce) (Nb, Ta, Ti)₃O₉·nH₂O (?),
- 21) самиресит (U, Pb, Ce) (Nb, Ta, Ti)₃O₉·nH₂O (?),
- 22) блонстрандит (U, Ca, Fe, Ce) (Nb, Ta, Ti)₃O₉·nH₂O (?).

3. Силикаты циркония (цирконосилкаты):

- 1) наэгит (Zr, Hf, Th, U) · SiO₄ (?).
 - 2) ямагутилит (Zr, Hf, U) · SiO₄ (?),
 - 3) циртолит
 - 4) малакон
 - 5) альвит
- } (Zr, U) SiO₄ · nH₂O.

4. Силикаты титана (титаносилкаты):

- 1) ринколит
 - 2) ловчоррит
 - 3) сфен CaTi(SiO₄)O.
- } 10CaSiO₃ · Ce(TiO₃)₃ · 3CaF₂,

5. Силикаты редких земель:

- 1) ортит (алланит) (Ca, Ce, La, Th)₂ · (Al, Fe)₃ · Si (O, OH)₁₃,
- 2) таленит Y₂ (Si, Al)₂ (O, OH)₇,
- 3) стринструпин — содержит до 30% окислов редких земель; 2—7% Th; 0,1—0,2% U; также содержит Nb, Ta, P₂O₅ и Na₂O.

6. Фосфаты редких земель.

- 1) ксенотим YPO₄,
- 2) монацит (Ce, La, Pr, Nd) PO₄.

II. Минералы в основном четырехвалентного + шестивалентного урана (минералы урана с торием и тория с ураном)

А. Урановые (U⁴⁺ + U⁶⁺) минералы.

1. Окислы урана ($U^{4+} + U^{6+}$) итория, окислы урана ($U^{4+} + U^{6+}$).

Ряд торинита:

- 1) торинит $(Th, U)O_2$,
- 2) ураноторинит $(U, Th)O_2$,
- 3) алданит $k(Th, U)O_2 \cdot lUO_3 \cdot mPbO$.

Ряд уранинита:

- 1) брёггерит
 - 2) клевет
 - 3) нивенит
 - 4) уранинит $k(U, Th)O_2 \cdot lUO_3 \cdot mPbO - k'UO_2 \cdot UO_3 \cdot m'PbO$.
- } $k(U, Th)O_2 \cdot lUO_3 \cdot mPbO$,

Ряд настурана:

- 1) настуран $UO_{2,17-2,30} - UO_{2,30-2,65} - UO_{2,62-2,70} + ThO_2$ меньше 1%.
- 2) остаточная урановая чернь $k(U, Th)O_2 \cdot lUO_3 \cdot mPbO$ до $kUO_2 \cdot lUO_2 \cdot mPbO$,
- 3) регенерированная урановая чернь $UO_{2,70-2,92}$; ThO_2 нет.

2. Силикаты урана ($U^{4+} + U^{6+}$)

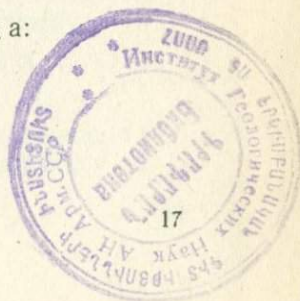
- 1) ненадквит ($U^{4+}, Y, Ce, Th)U^{6+} (Ca, Mg, Pb) (SiO_4)_2 (OH)_4 \cdot nH_2O$,
- 2) шералит. Открыт в Траванкоре $ThO_2 = 31,40\%$; $U_3O_8 = 4,48\%$; $P_2O_5 = 24,55\%$ и $SiO_2 = 3,12\%$.

3. Молибдаты урана ($U^{4+} + U^{6+}$)

- 1) ураномолибдат $UO_2 \cdot UO_3 \cdot 2MoO_4$,
- 2) молуранит $UO_2 \cdot 2UO_3 \cdot 5MoO_3 \cdot 12H_2O$,
- 3) умохоит — водный ураномолибдат.

Б. Урансодержащие ($U^{4+} + U^{6+}$) минералы

1. Органические соединения:
 - 1) тухолит: содержит U до 1%; ThO_2 — 8—13%; зола — 7—27%.
 - 2) карбуран: содержит U до 5%; ThO_2 — ?; зола — 9—10%.
2. Сульфиды меди:
 - 1) уран ($U^{4+} + U^{6+}$) — халькозин.
3. Гидроокислы железа и марганца:
 - 1) ($U^{4+} + U^{6+}$)-лимонит,
 - 2) ($U^{4+} + U^{6+}$)-псиломелан.



III. Минералы шестивалентного урана (преимущественно минералы урана без тория)

А. Урановые $(\text{UO}_2)^{2+}$ и $(\text{U}_2\text{O}_7)^{2-}$ - минералы

1. Гидроокислы урана $(\text{UO}_2)^{2+}$ и уранаты $(\text{U}_2\text{O}_7)^{2-}$

Простые гидроокислы:

- | | | |
|---|---|---|
| 1) Рb-беккерелит | } | $3\text{VO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ или $4\text{VO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ |
| 2) беккерелит | | |
| 3) билльетит (Ва-беккерелит) | | |
| 4) минерал «Х» $4\text{UO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, | | |
| 5) эпиянтинит $m\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, | | |
| 6) параскупит $5\text{UO}_3 \cdot 9,5\text{H}_2\text{O}$ или $4\text{UO}_3 \cdot 7,6\text{H}_2\text{O}$, | | |
| 7) скупит $4\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. | | |

Сложные гидроокислы или уранаты:

- 1) фурмарьерит $\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$,
 - 2) вандендрисшейт $\text{KРbO} \cdot l\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$,
 - 3) ришетит $\text{KРbO} \cdot l\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$,
 - 4) минерал «Y» — близок по составу к кюриту,
 - 5) кюрит $2\text{PbO} \cdot 5\text{UO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$,
 - 6) масюит $\text{KРbO} \cdot m\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (маловодный),
 - 7) ванденбрандеит $2\text{CuO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot (4-5) \text{H}_2\text{O}$,
 - 8) кларкеит $(\text{Na}_2, \text{Ca}, \text{Pb})\text{O} \cdot 3\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$,
 - 9) ураносферит $\text{Vi}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.
2. Силикаты урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

Нормальные двойные силикаты:

- 1) складовскит $\text{MgO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$,
- 2) уранофан $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$,
- 3) «гуммит» — смесь гидроокислов и силикатов.
- 4) уранопилит (джильпинит) $6\text{UO}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot (16-17) \text{H}_2\text{O}$.
- 5) усигит $(\text{UO}_2)^{2+} (\text{UO}_2)_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot n\text{H}_2\text{O}$; $n = (?)$,
- 6) орлит $3\text{PbO} \cdot 3\text{UO}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$,
- 7) урсилит $2(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$.

Основные силикаты и ортосиликаты:

- 1) соддит $5\text{UO}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ или $12\text{UO}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$.
- 2) казолит $\text{PbO} \cdot \text{UO}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$,
- 3) «гуммит» — смесь гидроокислов и силикатов.

3. Сульфаты урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

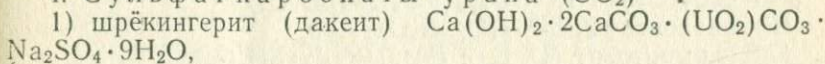
Простые сульфаты:

- 1) цеппеит $2\text{U}_3\text{O} \cdot \text{SO}_3 \cdot (4-8) \text{H}_2\text{O}$,
- 2) ураконит $3\text{UO}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$,

- 3) β — уранопилит $6\text{UO}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$,
- 4) уранопилит (джильпинит) $6\text{UO}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot (16-17)\text{H}_2\text{O}$.

Сложные сульфаты:

- 1) меджидит $\text{CaO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 2\text{SO}_3 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ (?),
 - 2) иоганнит $\text{CuO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 2\text{SO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$,
 - 3) уранохальцит $\text{CuUO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$,
 - 4) фоглианит — водный сульфат уранила, меди и кальция.
4. Сульфат-карбонаты урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

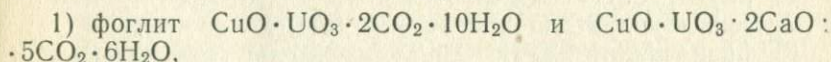


5. Карбонаты урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

Простые карбонаты:

- 1) рётзерфордин UO_2CO_3 (?),
- 2) шарпит $6\text{UO}_3 \cdot 5\text{CO}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- 3) студтит $\text{UO}_3 \cdot m\text{CO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$,
- 4) дидерихит $\text{UO}_3 \cdot m\text{CO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (маловодный),
- 5) уранотолит (либигит) $2\text{CaO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 3\text{CO}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$,
- 6) плюмбоураноталит $\text{PbO} \cdot \text{UO}_3 + \text{CO}_2$ и H_2O .

Сложные карбонаты:



- 2) андерсонит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$,
 - 3) сварцит (швартцит) $\text{MgO} \cdot \text{CaO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 3\text{CO}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$,
 - 4) раббиттит $\text{Ca}_3\text{Mg}_3(\text{CO}_3)_6(\text{OH})_4 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ (?),
 - 5) бейлиит $2\text{MgO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 3\text{CO}_2 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$.
6. Арсенаты урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

- 1) H-ураноспинит $\text{H}_2(\text{UO}_2)_2^{2+} \cdot \text{AsO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (?),
- 2) новачекит $\text{Mg} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$,
- 3) ураноспинит $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- 4) калерит $\text{Fe}(\text{UO}_2)_2 \cdot (\text{AsO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$,
- 5) метацейнерит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2^{2+} (\text{AsO}_4)_2 \cdot 5-8\text{H}_2\text{O}$,
- 6) цейнерит $\text{CuO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$,
- 7) трёгерит $\text{UO}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$,
- 8) метаторбенит $\text{CuO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- 9) смешанные урановые слюдки.

7. Фосфаты урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

- 1) H-отенит $\text{H}_2(\text{UO}_2)_2^{2+} (\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (?),
- 2) Na-отенит $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2^{2+} (\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (?),
- 3) салеит $\text{MgO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- 4) отенит (аутунит, отунит) $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- 5) ураношпатит $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$,
- 6) фриттчеит $\text{Mn}(\text{UO}_2)_2^{2+} (\text{PO}_4, \text{VO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (?),
- 7) бассетит $\text{Fe}(\text{UO}_2)_2^{2+} (\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (?),

- 8) метаторбернит $\text{CuO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- 9) торбернит (хальколит, медный уранат) $\text{CuO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$,
- 10) ураноцирцит (уранокирцит) $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2^{2+} (\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- 11) пржевальскит $\text{PbO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$,
- 12) ренардит $\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$,
- 13) девиндит (стасит) $3\text{PbO} \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$,
- 14) дюмонит $2\text{PbO} \cdot 3\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$,
- 15) сабугалит $\text{NaI}(\text{UO}_2)_4 (\text{PO}_4)_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$,
- 16) парсонсит $2\text{PbO} \cdot \text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$,
- 17) лермонтовит $(\text{U}, \text{Ca}_2, \text{TR})_3 (\text{PO}_4)_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$,
- 18) фосфуранилит $(\text{UO}_2)_3 (\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, по другим дан-
ным — $\text{Ca}_3(\text{UO}_2)_5 (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O} (?)$,
- 19) урамфит $\text{NH}_4(\text{UO}_2)\text{PO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

8. Ванадаты урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

- 1) карнотит $\text{K}_2\text{O} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$,
- 2) тьюмунит $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- 3) метатьюмунит,
- 4) ферганит $3\text{UO}_3 \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$,
- 5) уванит $3\text{UO}_3 \cdot 3\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$,
- 6) раувит $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 6(\text{V}_2\text{O}_5 + \text{V}_2\text{O}_4) \cdot 20\text{H}_2\text{O}$,
- 7) сенжьерит $2\text{CuO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$,
- 8) франсвиллит $\text{BaP}_6(\text{UO}_4)_2 (\text{VO}_2)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O} (?)$.

9. Молибдаты урана $(\text{UO}_2)^{2+}$.

- 1) иригинит $\text{UO}_3 \cdot 2\text{MoO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Б. Урансодержащие $(\text{UO}_2)_2^{2+}$ минералы.

1) Гидроокислы железа и кремния.

- 1) UO_2^{2+} -лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O} (+ \text{UO}_2)^{2+}$,
- 2) UO_2^{2+} -опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} (+ \text{UO}_2)^{2+}$,
- 3) UO_2^{2+} -шалит $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} (+ \text{UO}_2)^{2+}$,
- 4) UO_2^{2+} -халцедон $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} (+ \text{UO}_2)^{2+}$.

2. Карбонаты кальция.

- 1) UO_2^{2+} -кальцит $\text{CaCO}_3 (+ \text{UO}_2)^{2+}$.

3. Гидроалюмосиликаты.

- 1) UO_2^{2+} -палыгорскит $m(2\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}) \cdot n(\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}) + (\text{UO}_2)^{2+}$,
- 2) UO_2^{2+} -аллофан $m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O} (+ \text{UO}_2)^{2+}$.

IV. Радийсодержащие минералы

1. Гидроокислы

- 1) лимонит $(\text{Fe}, \text{Ra})_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

2. Карбонаты

- 1) радиокальцит $(\text{Ca}, \text{Ra})\text{CO}_3$,

2) церуссит $(\text{Pb}, \text{Ra})\text{CO}_3$.

3. Сульфаты

1) гокутолит $(\text{Ba}, \text{Pb}, \text{Ra})\text{SO}_4$.

4. Галлоиды.

1) радиофлюорит $(\text{Ca}, \text{Ra})\text{F}_2$.

5. Молибдаты.

1) Вульфенит $\text{PbMoO}_4 (+ \text{Ra})$.

6. Фосфаты.

1) пироморфит $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl} (+ \text{Ra})$,

2) бирюза $\text{CuAl}_6(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O} (+ \text{Ra})$.

7. Силикаты.

1) хризоколла $\text{Cu}_3(\text{Si}_3\text{O}_9) \cdot n\text{H}_2\text{O} (+ \text{Ra})$.

На основании рассмотрения приведенной классификации можно отметить следующее:

1. Из большого количества известных урановых и урансодержащих минералов только немногие имеют промышленный интерес.

2. Преобладающее количество урановых минералов представлено сложными соединениями (в составе которых находится U^{6+}), образованными в результате вторичных процессов.

3. Постоянной составной частью всех урановых минералов является кислород.

4. Уран не образует сульфидов и галлоидов. До сих пор не известны его соединения с оловом, вольфрамом, теллуром, селеном, хромом и элементами группы платины.

5. Неизвестен уран в самородном виде.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ГЕОХИМИЯ УРАНА

В настоящее время совершенно справедливо уран считается вездесущим элементом. О его широкой распространенности человеку сейчас известно гораздо больше, чем о распространенности многих других элементов. Это объясняется радиоактивными свойствами, которыми обладают содержащие уран минералы, а также явлениями радиоактивности его продуктов распада. Если говорить о «редкости» урана, то под этим можно подразумевать только сравнительно редкое обнаружение его больших концентраций. Кларк массы урана, по Виноградову, составляет $2,6 \cdot 10^{-4}\%$. Это значительно больше, чем кларки молибдена ($1,7 \cdot 10^{-4}$), сурьмы ($3 \cdot 10^{-5}$), золота ($2 \cdot 10^{-5}$) и ряда других элементов. Но совершенно справедливо утверждение, что среди многих элементов уран является наиболее рассеянным. В природе он известен в четырех и шестивалентных формах. Искусственно был получен двух-, трех-, пятивалентный уран.

Геохимия и минералогия редких и рассеянных элементов, в том числе и радиоактивных, берет свое начало с работ академика В. И. Вернадского, точнее с 1910 г., когда был опубликован четвертый раздел его «Очерков геохимии».

Особенности геохимии урана определяются положением элемента в III группе периодической системы и его принадлежностью к пляде актиноидов (рис. 1). Они зависят от строения как ядра атома, так и его электронных оболочек.

Особенности, определяемые строением ядра, следующие:

1. Уран по своему атомному весу (238,07) является самым тяжелым химическим элементом земной коры. Порядковый номер его — 92. Так как все химические элементы, начиная с порядкового номера 84 (полоний), являются радиоактивными, то это свойство присуще и урану. Тепловая энергия, выделяющаяся в результате радиоактивного распада, играет заметную роль в тепловом балансе Земли.

2. Как было указано выше, в природе известно три изотопа урана, характеризующиеся определенной распространенностью и определенными периодами полураспада (табл. 1).

Периоды	Г р у п п ы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII				
1	¹ Н 1,00797 водород								² He 4,0026 гелий			
2	³ Li 6,939 литий	⁴ Be 9,0122 бериллий	⁵ B 10,811 бор	⁶ C 12,01115 углерод	⁷ N 14,0067 азот	⁸ O 15,9994 кислород	⁹ F 18,9984 фтор	¹⁰ Ne 20,183 неон				
3	¹¹ Na 22,9898 натрий	¹² Mg 24,312 магний	¹³ Al 26,9815 алюминий	¹⁴ Si 28,086 кремний	¹⁵ P 30,9738 фосфор	¹⁶ S 32,064 сера	¹⁷ Cl 35,453 хлор	¹⁸ Ar 39,948 аргон				
4	¹⁹ K 39,102 калий	²⁰ Ca 40,08 кальций	²¹ Sc 44,956 скандий	²² Ti 47,90 титан	²³ V 50,942 ванадий	²⁴ Cr 51,996 хром	²⁵ Mn 54,9380 марганец	триады переходных элементов—	²⁶ Fe 55,847 железо	²⁷ Co 58,9332 кобальт	²⁸ Ni 58,71 никель	
	²⁹ Cu 63,546 медь	³⁰ Zn 65,37 цинк	³¹ Ga 69,72 галлий	³² Ge 72,59 германий	³³ As 74,9216 мышьяк	³⁴ Se 78,96 селен	³⁵ Br 79,904 бром	³⁶ Kr 83,80 криптон				
5	³⁷ Rb 85,47 рубидий	³⁸ Sr 87,62 стронций	³⁹ Y 88,905 иттрий	⁴⁰ Zr 91,22 цирконий	⁴¹ Nb 92,906 ниобий	⁴² Mo 95,94 молибден	⁴³ Tc ! 99! технеций	триады переходных элементов—	⁴⁴ Ru 101,07 рутений	⁴⁵ Rh 102,905 родий	⁴⁶ Pd 106,4 палладий	
	⁴⁷ Ag 107,868 серебро	⁴⁸ Cd 112,40 кадмий	⁴⁹ In 114,82 индий	⁵⁰ Sn 118,69 олово	⁵¹ Sb 121,75 сурьма	⁵² Te 127,60 теллур	⁵³ I 126,9044 йод	⁵⁴ Xe 131,30 ксенон				
6	⁵⁵ Cs 132,905 цезий	⁵⁶ Ba 137,34 барий	⁵⁷ La 138,91 лантан	⁷² Hf 178,49 гафний	⁷³ Ta 180,948 тантал	⁷⁴ W 183,85 вольфрам	⁷⁵ Re 186,2 рений	триады переходных элементов—	⁷⁶ Os 190,2 осмий	⁷⁷ Ir 192,2 иридий	⁷⁸ Pt 195,09 платина	
	⁷⁹ Au 196,967 золото	⁸⁰ Hg 200,59 ртуть	⁸¹ Tl 204,37 таллий	⁸² Pb 207,19 свинец	⁸³ Bi 208,980 висмут	⁸⁴ Po 210 полоний	⁸⁵ At 210 астатин	⁸⁶ Rn 222 радон				
7	⁸⁷ Fr (223) франций	⁸⁸ Ra (226) радий	⁸⁹ Ac (227) актиний	⁹⁰ Th 232,038 торий	⁹¹ Ra (231) протактиний	⁹² U 238,03 уран						

Л а н т а н о и д ы

⁵⁸ Ce 140,12 церий	⁵⁹ Pr 140,907 празеодим	⁶⁰ Nd 144,24 неодим	⁶¹ Pm (145) прометий	⁶² Sm 150,35 самарий	⁶³ Eu 151,96 европий	⁶⁴ Gd 157,25 гадолиний	⁶⁵ Tb 158,924 тербий	⁶⁶ Dy 162,50 диспрозий	⁶⁷ Ho 164,930 гольмий	⁶⁸ Er 167,26 эрбий	⁶⁹ Tm 168,934 тулий	⁷⁰ Yb 177,04 иттербий	⁷¹ Lu 174,97 лютеций
-------------------------------------	--	--------------------------------------	---------------------------------------	---------------------------------------	---------------------------------------	---	---------------------------------------	---	--	-------------------------------------	--------------------------------------	--	---------------------------------------

А к т и н о и д ы

⁹⁰ Th (232) торий	⁹¹ Pa (231) протактиний	⁹² U (238) уран	⁹³ Np (237) нептуний	⁹⁴ Pu (242) плутоний	⁹⁵ Am (243) америций	⁹⁶ Cm (247) кюрий	⁹⁷ Bk (247) (берклий)	⁹⁸ Cf (249) калифорний	⁹⁹ Es (254) эйнштейний	¹⁰⁰ Fm (253) фермий	¹⁰¹ Md (256) менделевий	¹⁰² No (256) нобелий	¹⁰³ Lr (257) лоуренсий	¹⁰⁴ Ku (260) курчатовий
------------------------------------	--	----------------------------------	---------------------------------------	---------------------------------------	---------------------------------------	------------------------------------	--	---	---	--------------------------------------	--	---------------------------------------	---	--

Рис. 1. Таблица Д. И. Менделеева.

3. Направленность процесса радиоактивного распада урана показана на рис. 2. Помимо конечных продуктов распада данного элемента в виде радиогенного свинца (атомный вес 206) и восьми атомов гелия известен еще целый ряд промежуточных продуктов радиоактивного распада, важнейшими из которых являются:

ионий с периодом полураспада в 83 000 лет,

радий с периодом полураспада в 1 590 лет,

радон с периодом полураспада в 3,825 суток.

Несмотря на то, что эти элементы являются постоянными геохимическими спутниками урана, каждый из них характеризуется набором специфических геохимических свойств, отличных от таковых, присущих урану.

Так, например, ионий, являясь радиогенным изотопом тория, обладает его свойствами; радий, представляющий собой типичный щелочноземельный элемент, характеризуется еще более основными свойствами, чем барий; радон является наиболее тяжелым из инертных газов с плотностью, в 7,7 раза превышающей плотность воздуха.

4. Известно, что для свойств, связанных с ядром, характерна периодичность их повторяемости, кратная шести. В частности, среди элементов с четным порядковым номером, являющихся более распространенными, чем нечетные элементы, каждый шестой или двенадцатый, начиная с кислорода, обладает более высокой распространенностью.

Элементы	O	Si	Ca	Fe	Sr	Sn	Ba	W	Hg	I'
----------	---	----	----	----	----	----	----	---	----	----

Порядковые номера	8	14	20	26	38	50	56	74	80	92
-------------------	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Хотя уран по своему положению в периодической системе относится к наименее распространенным и подвергается радиоактивному распаду, содержание его в земной коре, равное почти 3 г/т ($2,6 \cdot 10^{-4}\%$), является относительно высоким.

Особенностями, определяемыми строением электронной оболочки, являются такие свойства: валентность, величины ионных радиусов, щелочные и кислотные свойства, величины потенциалов ионизации, энергетические свойства ионов, величины окислительно-восстановительных потенциалов, сродство к кислороду или сере, способность к комплексообразованию и т. д.

1. Уран как член семейства актиноидов принадлежит к III группе периодической системы Менделеева. Однако благодаря большому числу планетарных электронов в атоме урана происходит экранирование его ядра, и валентными являются не только электроны, лежащие на его внешней орбите, но и электроны, лежащие на двух его внутренних орбитах, обуславливая максимальную устойчивую валентность урана, равную шести. Как известно, в природе уран встречается

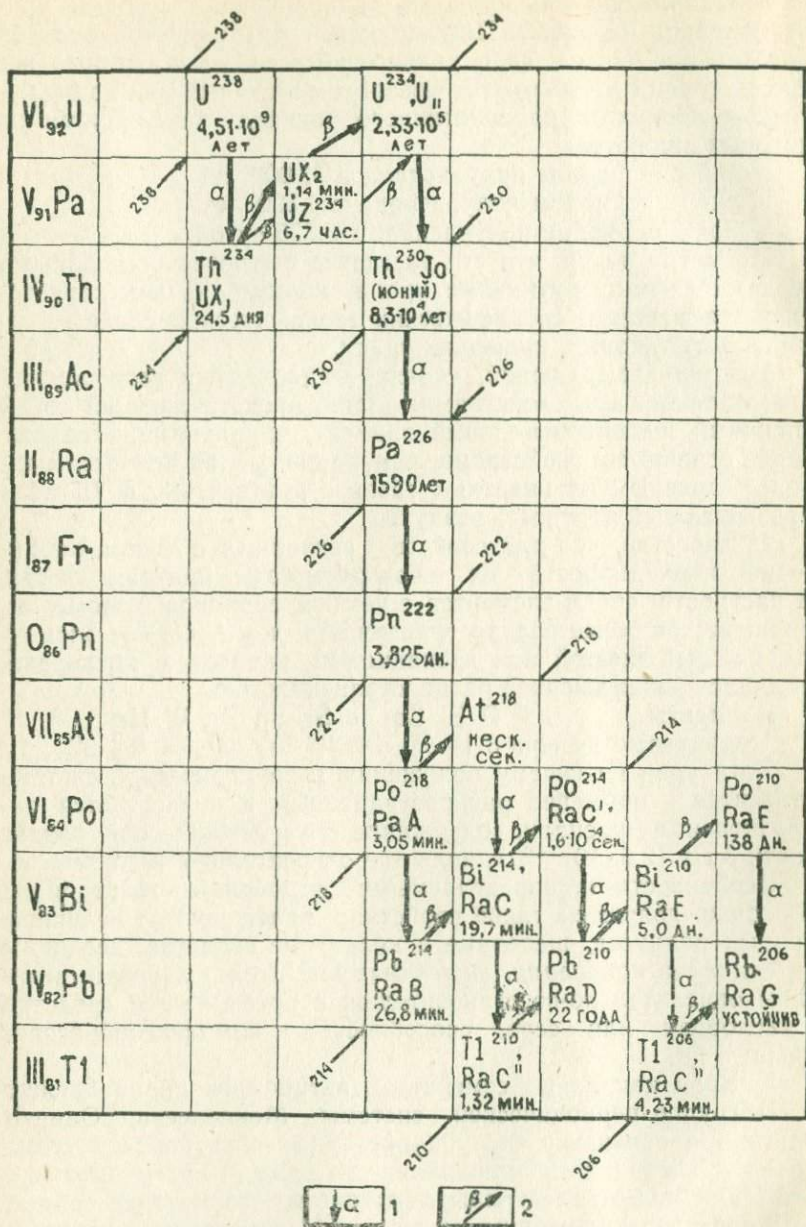


Рис. 2. Схема радиоактивного распада урана (из работы В. В. Щербини и Г. Б. Наумова). Жирными стрелками показано основное направление распада. В первой графе даны группы и порядковые номера элементов. 1—альфа-излучение; 2—бета-излучение

в четырех- и шестивалентном состоянии. Трехвалентные соединения получены только в лаборатории.

2. Величины размеров ионов урана определяются как его положением в последнем ряду периодической системы, так и «актиноидным сжатием», т. е. уменьшением ионных радиусов от актиния ($1,11\text{Å}$) к торию и урану (r_i для $U^{3+} = 1,03\text{Å}$), а не их увеличением, как это обычно наблюдается с переходом к элементам больших порядковых номеров.

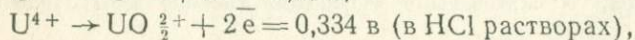
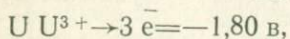
Согласно В. М. Гольдшмидту, размеры ионных радиусов для четырехвалентных урана и тория составляют соответственно $1,05\text{Å}$ и $1,10\text{Å}$, величина радиуса шестивалентного урана принимается близкой к $0,8\text{Å}$. По величине ионного радиуса к U^{4+} , кроме лантанов и иттрия, ближе всего подходят Ca^{2+} , торий и отчасти цирконий и гафний, чем и объясняются возможности их изоморфных взаимозамещений. Незначительная разница в зарядах между U^{4+} и натрием при близких размерах ионных радиусов этих двух элементов препятствует широкому развитию взаимозамещений.

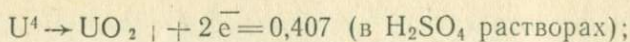
3. В отличие от шестивалентных молибдена и вольфрама, являющихся «кислотообразующими» окислами, шестивалентный уран благодаря большей величине своего иона обладает свойствами слабого основания. Ион U^{6+} энергетически является неустойчивым, его соединения немедленно гидролизуются с образованием солей комплексного двухвалентного катиона — уранила UO_2^{2+} . Четырехвалентный уран выступает в виде катиона U^{4+} , образующего соли типа UCl_4 или $U(SO_4)_2$, и обладает свойствами гораздо более слабого основания, чем шестивалентный.

4. Уран является типичным литофильным элементом, что выражается в его отчетливом сродстве к кислороду, в отсутствии в природе сернистых и мышьяковистых соединений и металлического урана. Литофильный характер определяет всю специфику его поведения в ходе магматического и пегматитового процессов, в процессах щелочного метасоматоза и в некоторых других постмагматических процессах.

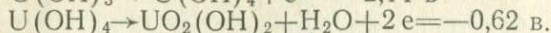
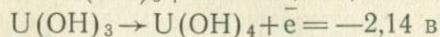
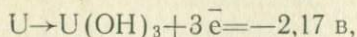
5. Отсутствие урана в природе в самородном виде и соотношение его четырехвалентных и шестивалентных соединений определяется величинами окислительно-восстановительных потенциалов урана (Латимер, 1954). Величины эти следующие (из сборника «Основные черты геохимии урана», 1963):

в кислой среде





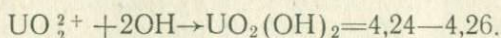
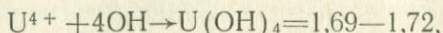
в щелочной среде



В. В. Щербинина и Г. Б. Наумов*) указывают, что по отношению к Fe^{3+} , Mn^{4+} , V^{5+} , Mo^{6+} , Cr^{6+} ионы четырехвалентного урана в кислом растворе являются восстановителем. Шестивалентный уран в этих условиях является окислителем по отношению Cu^{1+} , Sn^{2+} , Ti^{3+} , V^{2+} , Cr^{2+} .

В щелочных же растворах шестивалентный уран является окислителем по отношению к Fe^{2+} , окисляя его в лимонит и восстанавливаясь до четырехвалентного состояния.

6. Гидролиз соединений урана в кислых растворах (серно-кислых), по данным упомянутых выше авторов, с образованием гидроокислов для 0,1N растворов урана выражается следующими величинами рН:



Эти величины позволяют определить растворимости и произведения растворимости гидроокислов урана, которые равны:

Растворимость моль/л	Произведение растворимости
$U(OH)_4$ $5,2 \cdot 10^{-12}$	$7,6 \cdot 10^{-50}$
$UO_2(OH)_2$ $3,5 \cdot 10^{-9}$	$(6 \pm 2) \cdot 10^{-18}$
Растворимость (Брусиловский, 1960) в г/л гидроокислов урана равна:	
$UO_2(OH)_2$ — $1,05 (\pm 0,1) \cdot 10^{-6}$;	$U(OH)_4$ —
$— 1,57 \cdot 10^{-9}$.	

Сопоставляя растворимости гидроокисей урана с растворимостью гидроокислов некоторых других металлов, видим, что растворимость $UO_2(OH)_2$ близка таковой $(Bi(OH)_3$ и $Zn(OH)_2$, занимая промежуточное положение. Растворимость же $U(OH)_4$ значительно ниже, уступая таковой $Fe(OH)_3$ и $Sb(OH)_3$.

Эти данные представляют значительный интерес, так как помогают оценивать количественную сторону накопления гидроокислов урана в ходе природных процессов.

7. Уран, особенно его шестивалентная форма, имеет большую склонность к комплексообразованию. Уже давно выяснено, что единственной возможной формой существования

*) Здесь и в последующем литературные источники, отмеченные одной звездочкой, опубликованы в сборнике «Основные черты геохимии урана».

шестивалентного урана в природе является комплексный катион UO_2^{2+} , именуемый уранилом. Этот комплексный катион также охотно вступает в комплексообразование. Весьма характерны, например, для него комплексные соединения с карбонатным анионом — уранилкарбонаты, к которым относится ряд известных минералов (шрёкингерит, ураноталлит, байлеит, свартцит и др.).

Величины констант нестойкости комплексных соединений урана, как указывают В. В. Щербина и Г. Б. Наумов, в настоящее время позволяют количественно оценить химические процессы образования минералов урана из комплексных соединений, как в эндогенных, так и в экзогенных процессах.

8. Что касается сорбционных явлений, то эти процессы имеют очень большое значение для урана. Они, по-видимому, обуславливают накопление значительной части рассматриваемого металла в углях, торфах, бурых железняках, глинах и частично фосфоритах. Установлено, что количество сорбционного урана колеблется в широких пределах не только для разнородных образований, но и для одного и того же материала, в зависимости от тех конкретных условий, в которых протекал процесс сорбции.

По данным Е. В. Рожковой и др. (1958), сорбируемость урана из раствора зависит от его концентрации, величины рН и солевого состава. Погложительная способность сорбента сильно зависит от величины рН среды, способной изменять электрокинетический потенциал.

В. В. Щербина и Г. Б. Наумов считают, что сорбируемость урана в осадочных породах возрастает в ряду: 1) песчаники, 2) известняки, 3) глины, 4) бурые железняки, 5) фосфориты, 6) углистые породы и угли.

ГЕОХИМИЯ УРАНА В МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В результате изучения радиоактивности изверженных горных пород была подмечена очень важная геохимическая закономерность, заключающаяся в том, что содержание в них урана (тория) и продуктов его радиоактивного распада уменьшается от кислых разностей к основным. Многими исследователями делались попытки вывести среднее содержание радиоактивных элементов для пород различного состава. В табл. 3 приведены такие данные по некоторым авторам.

Среднее содержание радиоактивных элементов в породах
(Из сб. «Основные черты геохимии урана», 1963)

Породы	U $n \cdot 10^{-1}$ %	Th $n \cdot 10^{-4}$ %	Ra $n \cdot 10^{-10}$ %	K %	Si %	Th/U	Автор
Кислые	3,5	18	1,2	3,34	32,3	5,1	А. П. Виноградоз
Средние	1,8	7	0,6	2,31	26,0	3,9	
Основные	0,5	3	0,27	0,83	24,0	3,7	
Ультраосновные	0,003	0,005	0,01	0,03	19,0	1,7	
Кислые интрузивные	1—6	1—25	—	—	—	2—6	Адамс и др.
Кислые эффузивные	2—7	9—25	—	—	—	4—7	
Основные интрузивные	0,3—2	0,5—5	—	—	—	3—4	
Основные эффузивные	0,2—4	0,5—10	—	—	—	3—7	
Ультраосновные	0,001—0,03	низкое	—	—	—	—	
Щелочные	0,1—3,0	—	—	—	—	—	
Гранитные с низким содержанием Са	3,0	17,0	—	4,20	34,7	5,7	Турекиан и Ведыполь
Гранитные с высоким содержанием Са	3,0	8,5	—	2,52	31,4	2,8	
Сyenиты	3,0	13,0	—	4,80	29,1	4,3	
Базальтовые	1,0	4,0	—	0,83	23,0	4,0	
Ультраосновные	0,001	0,004	—	0,04	20,5	4,0	

Из анализа этих данных можно сделать вывод: чем больше в породе кремнекислоты, тем больше в ней урана. Обращает на себя внимание также повышенное содержание урана в щелочных породах. Отсюда у ряда ученых возникло мнение, что геохимия урана в изверженных породах тесно связана с геохимией кремния и щелочей. В частности, еще М. Р. Клеппер и Д. Г. Уайнт (1956), а также Ларсен и др. (1956) утверждали, что содержание урана в этих породах находится в прямой функциональной зависимости от содержания K_2O и SiO_2 . Указывалось также, что урана больше в тех породах, в которых наблюдается пониженное содержание кальция. Рядом исследователей отмечалось (Г. Д. Афанасьев, 1958 и др.), что в случае преобладания в магматических породах натрия над калием наблюдается увеличение роли тория, если же преобладает калий, то увеличивается роль урана. Специальные геохимические исследования различных интрузивных пород Тянь-Шаня (Гаврилин, Злобин, Леонова и др., 1966) показали, что едва ли можно говорить о каких-то прямых корреляционных связях урана и тория как с петрогенными, так и с редкометальными элементами, по их мнению, такие связи в процессе дифференциации магматического вещества отсутствуют.

Приведенные выше изменения в содержании радиоактивных элементов в магматических образованиях различного состава установлены также и в генетически связанных сериях пород, представленных рядом габбро-диорит-гранодиорит-гранит. Уместно отметить, что известные в литературе данные по распределению радиоактивных элементов в изверженных породах и относятся в основном к породам этого ряда (Ларсен и др. 1955, 1957; Комлев 1949; Таусон, 1956; Афанасьев, 1958; Абрамович, 1959, 1963; Кочкин, 1960; Крылов, 1958, 1959, и др.).

Ультраосновные и основные изверженные породы обычно характеризуются достаточно однородным низким содержанием урана, согласно А. П. Виноградову, порядка $0,5 \cdot 10^{-4}$ — для основных и $0,003 \cdot 10^{-4}$ — для ультраосновных пород (табл. 3). Данные по некоторым основным породам Горной Шории, полученные Р. С. Журавлевым и Д. К. Осиповым (1965), показывают еще более низкое содержание порядка $n \cdot 10^{-5}$ или даже $n \cdot 10^{-6}$ (табл. 4).

Содержание урана в гранитоидах из разных массивов и различных районов мира колеблется также незначительно и составляет в среднем для гранодиоритов и гранитов $(2,5—3,5) \cdot 10^{-4}\%$, для лейкократовых гранитов $(3,0—10,0) \cdot 10^{-4}\%$, чаще всего $6,0 \cdot 10^{-4}\%$ (Гаврилин и др., 1966).

В отличие от кислых и основных пород весьма значительными колебаниями в содержании урана от 0,1 до $30 \cdot 10^{-4}\%$ характеризуются щелочные фельдшпатоидные породы

(табл. 3). Наиболее высокое содержание установлено в рудных агрегатах агпайтового состава. Например, в Ловозерском массиве среднее содержание урана составляет $10 \cdot 10^{-4}\%$ (Сапрыкина, 1959), в то время как в щелочных породах миаскистового ряда (Ильменский, Вишневогорский массивы) оно значительно ниже. Нефелиновые сиениты массивов Матча и Турпи в Тянь-Шане (Гаврилин и др., 1966) содержат уран в количествах, соответственно $0,3 \cdot 10^{-4}\%$ и $1,8 \cdot 10^{-4}\%$. Щелочные же сиениты тех же массивов показывают содержание урана, равное $1,6 \cdot 10^{-4}$ и $2,4 \cdot 10^{-4}$ (табл. 4 а). Более высокие содержания, в среднем порядка $2,46 \cdot 10^{-4}\%$, известны для нефелиновых пород горы Горячей в Кузнецком Алатау (Журавлев и др., 1965).

Таблица 4

Распределение урана в основных породах Патына и Большой Куль-Тайги (по Р. Журавлеву и Д. Осипову, 1965)

Порядок образования	Наименование пород	Среднее содержание, вес %	Кол-во анализов
а) Патынский массив			
1	Оливиновое габбро и фогеллейштейны	$4,1 \cdot 10^{-5}$	14
2	Нормальные габбро, нориты, пироксениты	$3,2 \cdot 10^{-5}$	22
3	Железистые габбро, рудные пироксениты	$2,6 \cdot 10^{-5}$	12
4	Грубозернистые пегматоидные габбро	$1,9 \cdot 10^{-5}$	17
5	Кавернозное габбро, габбро-пироксениты	$3,7 \cdot 10^{-5}$	7
6	Дайки оливинового габбро, одиниты, спессартиты, керсантиты	$5,0 \cdot 10^{-6}$	11
7	Жилы микрогранитов	$1,9 \cdot 10^{-4}$	4
б) Культайгинский массив			
1	Трахитоидные и полосчатые габбро	$3,1 \cdot 10^{-5}$	13
2	Габбро-диабазы	$4,7 \cdot 10^{-5}$	4
3	Кварцевые габбро-диориты	$6,4 \cdot 10^{-5}$	8
4	Сиениты, граносиениты	$1,53 \cdot 10^{-4}$	30
5	Гранодиориты	$1,78 \cdot 10^{-4}$	7

Таким образом, из приведенного материала следует, что колебания в содержаниях урана связаны с изменением хими-

ческого состава пород, причем концентрация его происходит в кислых и щелочных разностях.

Особенности распределения урана в отдельных интрузивных телах зависят от физико-химических и геологических условий формирования последних — глубины залегания, размеров, характера вмещающих пород и т. д. Исследования показали, что в отдельных однородных массивах уран либо распределяется равномерно (Таусон и др., 1956; Дмитриев, Леонова, 1962, и др.), либо концентрируется в периферических частях. Причем, многие исследователи (Комлев, 1956; Крылов, 1956, 1959; Ченцов, 1959, и др.) это явление связывают с ассимиляцией магмой вмещающих пород с повышенным содержанием урана или его привнесом постмагматическими растворами. Случаи обогащения ураном (торием) центральных частей массивов встречаются реже. Гаврилин и др. (1966) отмечают, что равномерное распределение радиоактивных элементов обычно бывает характерно для крупных батолитообразных тел, в то время как в небольших массивах нередко наблюдается обогащение ими апикальных частей. Указанная особенность была недавно отмечена для Тоштузекского и Белоубинского массивов Алтая (Амшинский и др., 1967). Здесь же указывалось, что в интрузивных образованиях пластообразной формы устанавливалось определенное увеличение концентрации урана в верхних, близких к кровле, частях тела. Описанные явления, возможно, следует связывать или с эманиционными процессами, имевшими место в период формирования интрузий (Герасимовский, 1963), или с постмагматической деятельностью (Гаврилин и др., 1966).

Наконец, многими исследователями (Ларсен и др., 1956; Клеппер и Уайнт, 1956; Леонова и Таусон, 1958; Гаврилин и др., 1966, и др.) установлена закономерность, заключающаяся в том, что в любом сложном массиве (имеются в виду гранитоиды) содержание урана возрастает от первых фаз его формирования к последним. Так, например, Л. Л. Леонова и Л. В. Таусон показали, что габбро-диориты первой фазы Сусамырского батолита в Центральном Тянь-Шане содержат урана $1,9 \cdot 10^{-4}\%$, гранодиориты и граниты второй фазы — $3,3 \cdot 10^{-4}\%$, жильные аплиты — $7,6 \cdot 10^{-4}\%$. Заслуживают внимания также данные, приведенные Р. Д. Гаврилиным и др. по сиенитовым массивам Северного Тянь-Шаня. Из табл. 4 видно, что описываемая закономерность, полностью выдерживаясь в массивах Матча и Турпи, нарушается в сложном массиве Кзыл-Омпул, где самое высокое содержание урана ($10,7 \cdot 10^{-4}\%$) приходится на порфиоровидные сиениты первой фазы. Такая аномалия упомянутыми авторами связывается с особенностями становления Кзыл-Омпульской интрузии. По их мнению, порфиоровидные сиениты первой фазы образо-

вались в результате кристаллизационной дифференциации исходной граносиенитовой магмы, по-видимому, несколько обогащенной радиоактивными элементами. Учитывая установленный факт концентрации главной массы урана в полевошпатовой части породы, они предполагают, что значительная часть урана исходной граносиенитовой магмы, по-видимому, была захвачена при кристаллизации сиенитов первой фазы. Вследствие чего в оставшемся граносиенитовом рас-

Таблица 4а

Содержание урана и тория в интрузиях
Тянь-Шаня, γ / г (из работы Р. Д. Гаврилина и др., 1966)

Массив	Порода	Фаза	U	Th	Th:U
Сусамыр	Габбро-диориты	I	1,3	13,1	10
	Гранодиориты	II	3,4	28,7	8,4
	Лейкократовые граниты	III	6,1	30,8	6,1
	Жильные аплиты		9,8	30,3	3,7
	Среднее по массиву		5,1	25,7	5,0
Кзыл-Омпул	Порфиروвидн. сиениты	I	10,7	60,1	5,6
	Жильные мелкозернистые сиениты		5,3	30,0	5,6
	Граносиениты	II	6,0	54,0	9,0
	Жильные граносиениты		5,5	50,0	9,0
	Лейкократовые граниты	III	5,8	53,0	9,1
	Аплиты		7,6	60,8	8,0
	Среднее по массиву		6,8	51,3	7,5
Массив Матча	Нефелиновые сиениты	I, II	0,3	2,1	7,0
	Щелочные сиениты	III	1,6	5,2	3,2
	Граниты	IV	9,7	31,2	3,4
	Среднее по массиву		3,8	12,8	3,3
Массив Турпи	Нефелиновые сиениты	I	1,8	9,4	5,2
	Щелочные сиениты	II	2,4	15,7	6,5
	Граниты	III	8,2	40,9	5,0
	Среднее по массиву		4,1	22,0	5,3

плаве содержание урана должно несколько понизиться и возможно, что среднее содержание рассматриваемого элемента, установленное в граносиенитах, будет близким к содержанию его в граносиенитовом расплаве.

Из той же таблицы видно, что жильные фации сиенитов и граносиенитов обеднены радиоактивными элементами (больше ураном, меньше торием) по сравнению с материнскими породами первых двух фаз, в то время как жильная фация лейкократовых гранитов (аплиты) ими обогащена. Это указывает на то, что все же в процессе становления интрузии Кзыл-Омпул накопление радиоактивных элементов (преимущественно урана) имело место.

В литературе имеются указания также на то, что вообще в интрузивных породах более древнего возраста концентрация радиоактивных элементов ниже, чем в молодых (Афанасьев, 1958; Филиппов, Комлев, 1959; Рехарский, Крутецкая, 1961, и др.). Р. Д. Гаврилин и др. на основании анализа материала по Тянь-Шаню этого мнения не разделяют. Они склонны считать, что в разновозрастных породах одинакового состава содержания урана и тория близки. Более того, они указывают, что нередко герцинские породы оказываются более бедными радиоактивными элементами, по сравнению с подобными каледонскими образованиями.

Проведенные исследования как будто показали, что эффузивные породы в 1,5—2 раза более ураноносны, чем их интрузивные аналоги. По мнению некоторых зарубежных исследователей (Клеппер, Уайнт, 1956), это можно объяснить тем, что при кристаллизации эффузивной магмы большая часть урана захватывается в дисперсной форме, в то время как при кристаллизации магмы плутонов значительная часть урана

Таблица 5

Содержание радиоактивных элементов в некоторых магматических породах

Наименование пород	Радиоактивные элементы			
	Ra · 10 ⁻¹⁰ , %	U · 10 ⁻⁴ , %	Th · 10 ⁻⁴ , %	Th : U
Кварцевое габбро	0,5	1,5	4,0	2,6
Кварцевый диорит	1,0	3,0	7,0	2,3
Ортовый гранит	1,3	3,9	36,0	9,2
Кварцевый порфир	4,6	13,8	18,0	1,3
Трахлипарит	7,2	21,2	68,8	3,2
Лава Везувия	12,6	37,8	22,6	0,6

концентрируется в остаточных флюидах, из которых могут образовываться пегматиты и рудные жилы.

Для сравнения ураноносности интрузивных и эффузивных образований приведем данные (табл. 5) из работы В. В. Щербины и Д. И. Щербакова (1955). Вышеизложенному противоречат более поздние данные В. И. Рехарского и О. В. Крутецкой (1961), которые показали, что интрузивные породы Северного Тянь-Шаня характеризуются средним содержанием урана в $2,8 \cdot 10^{-4}\%$, а эффузивные — $1,8 \cdot 10^{-4}\%$.

Для окончательного решения этого вопроса у исследователей, по-видимому, нет еще достаточного материала. Особенно мало его для родственных групп пород.

СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В МИНЕРАЛАХ

Многие исследователи неоднократно отмечали, что повышенным содержанием урана в магматических породах обладают цветные и акцессорные минералы, такие как амфиболы, биотит, циркон, монацит, ортит, сфен и т. д. (табл. 6, 7). Осо-

Таблица 6

Содержание урана в минералах гранита Конвэй (в частях на миллион)
(по Е. С. Ларсену и др., 1956)

Минерал	Биотиповый гранит		Амфиболовый гранит	
	содержание	среднее содержание	содержание	среднее содержание
Полевой шпат	2,0—5,3	3,1	1,3—2,2	1,8
Кварц	—	2,3	—	5,0
Магнетит	0,8—32,0	15,8	1,0—25,7	9,6
Амфибол	16—43	29	1,0—48,8	20,4
Флюорит	—	14	—	63,0
Биотит	37—39,9	38	—	19,7
Ильменит	47—50	48,5	—	9,8
Циркон	252—1750	1202	750—2350	1249
Алланит (ортит)	540—656	617	—	758
Астрофиллит	—	—	—	15

бенно показательна в этом отношении табл. 7, из которой видно, что от общего количества урана породы на долю кварца и полевого шпата приходится по 8,1%, в то время как на биотит и циркон падает более чем по 16,5% на каждый.

В связи с этим еще А. А. Якжин (1961) отмечал, что повышенная радиоактивность магматических пород может быть обусловлена количественным возрастанием изоморфных примесей урана в цветных минералах породы или связана с проявлением урансодержащих акцессорных минералов.

Таблица 7

Распределение урана в минералах лейкократовых гранитов
Сусамырского батолита (по Л. Л. Леоновой и Л. В. Таусону, 1958)

Минерал	Содержание минерала в породе, вес, %	Содержание урана в минерале, %	Количество урана в минерале при пересчете на 1 г породы	% урана в породе, приходящийся на данный минерал	Общее содержание урана в породе
Лейкократовый гранит					
Кварц	33,70	$1 \cdot 10^{-1}$	0,34	8,1	
Калишпат и плагиоклаз	63,80	$5 \cdot 10^{-5}$	0,34	8,1	
Биотит	2,75	$2,5 \cdot 10^{-3}$	0,70	16,7	
Магнетит	0,30	$1 \cdot 20^{-3}$	0,03	0,7	
Циркон	0,028	$2,5 \cdot 10^{-1}$	0,70	16,6	
Сфен	0,14	$2 \cdot 10^{-2}$	0,28	6,7	
Ортит	0,033	$4,1 \cdot 10^{-1}$	1,35	32,4	
Апатит	0,005	$2,4 \cdot 10^{-1}$	0,12	2,8	
Ураноторит	Не подсчитан	6	Не подсчитан	Не подсчитан	
Сумма			3,86	91,8	4,2

Примечание: 1% урана, приходящийся на данный минерал, рассчитывался по общему содержанию урана в породе.

Исследования последних лет (Львов, 1963; Гаврилин и др., 1966; и др.) показали, что в гранитах с акцессорными минералами связано от 20 до 80% (чаще около 50%) урана. Среди породообразующих минералов, которые концентрируют другую половину всего урана породы (от 20 до 80%), более высокие содержания зарегистрированы в темноцветных минералах, однако доля урана, приходящаяся на кварц-полевошпатовую массу, в целом бывает обычно более высокой и колеблется для разных гранитов от 20 до 60%.

Сказанное хорошо иллюстрируется табл. 7 а, причем из нее следует, что уран присутствует во всех минералах, слагающих породы, испытывая значительные количественные колебания.

Распределение урана по минералам пород массива Кзыл-Омпул
в Тянь-Шане (Гаврилин и др., 1966)

Минерал	Содержание минерала в породе, вес, %	Содержание урана в минерале, $\gamma/2$	Количество урана в минерале при пересчете на 1 г породы, $\gamma/2$	Уран породы, приходящийся на данный минерал, %	Общее содержание урана в породе, $\gamma/2$
1	2	3	4	5	6

Крупнопорфировидный сиенит (обр. 1095)

Полевые шпаты и нефелин	79,20	7	5,54	46,20	
Биотит	3,00	7	0,21	1,75	
Роговая обманка и пироксен	12,95	14	1,82	15,65	
Магнетит	4,52	6	0,27	2,25	
Апатит	0,24	150	0,36	3,00	
Циркон	0,08	1200	0,96	8,00	
Сумма			9,17	76,85	12

Крупнопорфировидный сиенит (обр. 5103)

Полевые шпаты и нефелин	91,06	5,2	4,73	59,10	
Роговая обманка и пироксен	6,27	16,5	1,03	12,80	
Магнетит	2,68	9,2	0,24	3,00	
Апатит	0,10	120	0,12	1,50	
Циркон	0,026	1000	0,26	3,25	
Сумма			6,38	79,65	8

Пегматоидный сиенит

Калиевый полевой шпат и плагиоклазы	90,38	2,6	2,3	23,00	
Пироксен	6,66	55	3,66	36,60	

1	2	3	4	5	6
Магнетит	2,76	15	0,42	4,20	
Апатит	0,11	250	0,275	2,75	
Циркон	0,072	1000	0,72	7,20	
Сфен	0,01	140	0,014	1,40	
Ториапит	0,00072	175000	1,19	11,90	
Сумма			8,579	87,05	

Граносиенит (обр. 111/55)

Кварц	14,00	0,9	0,126	2,52	
Калиевый полевой шпат и плагиоклазы	80,00	3,0	2,40	48,00	
Биотит	2,50	15	0,375	7,50	
Роговая обманка	2,60	8	0,20	4,00	
Магнетит	0,70	25	0,17	3,40	
Циркон	0,03	1200	0,36	7,20	
Сфен	0,33	240	0,70	15,80	
Апатит	0,06	80	0,048	0,96	
Сумма			4,38	89,38	5

Граносиенит (обр. 5080)

Кварц, полевые шпаты	87,73	3	2,63	43,83	
Биотит	3,82	5	0,17	2,70	
Роговая обманка	6,78	8	0,54	9,00	
Магнетит	1,10	25	0,27	4,60	
Циркон	0,03	500	0,15	2,50	
Сфен	0,26	152	0,39	6,60	
Апатит	0,17	32	0,054	0,90	
Ураноторит	0,00062	78000	0,48	8,05	
Сумма			4,68	78,18	6

1	2	3	4	5	6
Лейкократовый гранит (обр. 5079)					
Кварц	18	1	0,18	3,00	
Калиевый полевой шпат и плагиоклазы	80,30	2,2	1,76	29,33	
Биотит	0,81	100	0,81	13,50	
Магнетит	0,60	30	0,18	3,00	
Апатит	0,011	33	0,004	0,06	
Циркон	0,23	800	0,184	3,07	
Флюорит	0,28	6	0,017	0,30	
Торит	0,033	7000	2,31	38,30	
Сумма			5,26	90,56	6

Что касается основных пород, то роль акцессорных минералов в концентрации урана в них ничтожна. По мнению исследователей (Ларсен и др., 1956; Hamilton, 1959; Журавлев, Осипов, 1965), он там сосредоточен, главным образом, в породообразующих минералах — и преимущественно в плагиоклазах.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ УРАНА В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Выяснение форм нахождения урана в магматических породах представляет собой очень важную задачу сегодняшнего дня и имеет не только теоретический, но и огромный практический интерес.

Впервые этот вопрос был поставлен В. И. Вернадским еще в 1910 г., когда он высказал предположение о наличии в горных породах рассеянного урана. Позже, в 1924 г., В. И. Вернадский уже определенно говорил о следующих трех формах существования урана в условиях земной коры: 1) уран в виде самостоятельных минералов (уранинит, урановая смолка, отенит и другие); 2) уран в виде изоморфных примесей в кристаллических решетках неурановых минералов; 3) уран в форме атомарного рассеяния. На первые две формы проявления, по мнению В. И. Вернадского, приходится весьма незначительное количество всего урана земной коры, ведущей в этом отношении он считал третью форму.

Что касается атомарного урана, то его существование в соответствии с современными представлениями является мало вероятным и ничем до сих пор не подтверждено. Однако в этой идее высказана глубокая мысль, заключающаяся в том, что главная масса урана в земной коре находится не в собственно урановых минералах и не в форме изоморфных примесей, а в рассеянном состоянии.

Имеющийся в руках исследователей фактический материал до последнего времени достаточно хорошо согласовывался с высказанными представлениями. Как было показано выше, на долю кварц-полевошпатовой массы гранитоидов приходится от 20 до 60% всего урана породы. В основных же породах, согласно Гамильтону, проводившему их детальный радиографический анализ, почти весь уран находится в кристаллах плагиоклазов, где он, по мнению упомянутого исследователя, присутствует в рассеянной форме.

Этот рассеянный уран основных породообразующих минералов нередко называют «подвижным ураном» за его способность в отличие от изоморфного урана извлекаться из горных пород слабым раствором соляной кислоты или 5%-ным раствором углекислого аммония (Таусон, 1956). Некоторые полагают, что такая подвижность может быть только у шестивалентного урана.

Еще в конце пятидесятых годов американские ученые, в частности Дж. Нейербург (1958), выделяли следующие шесть возможных форм проявления урана в изверженных породах: 1. В форме собственно урановых минералов. 2. Входит в состав породообразующих минералов как изоморфная примесь. 3. Удерживается в состоянии катионного обмена. 4. Адсорбируется на поверхности кристаллов и зерен. 5. Находится растворенным в жидких включениях в минералах. 6. Находится растворенным в межзерновой жидкости.

И. Е. Сморгчов**), называя примерно те же формы проявления урана в изверженных породах, считает, что ведущая роль принадлежит изоморфным примесям в породообразующих и особенно в некоторых акцессорных минералах. В этом его убедили проведенные ранее исследования различных фракций гранитоидов. Оказалось, что основная масса урана породы содержится в тяжелой фракции, в которой и сосредоточены радиоактивные акцессорные минералы, хотя вес этой фракции составляет всего лишь около 0,1% веса пробы (табл. 7б). Повторное измельчение продуктов выделенных фракций (кроме тяжелой) позволило извлечь дополнительно

**) Здесь и в последующем литературные источники, отмеченные двумя звездочками, опубликованы в книге «Геология гидротермальных урановых месторождений», 1966.

еще некоторое количество материала с высоким (до 1%) содержанием урана.

Все это, по мнению И. Е. Сморчкова, дает ему право предполагать, что значительная часть радиоактивных акцессорных минералов находится в гранитоидах в виде тончайших выделений, не улавливаемых при обычных микроскопических исследованиях.

Сделанный им приблизительный подсчет показал, что общее количество урана гранита распределяется по акцессорным минералам следующим образом (в %): ураноторит — 45,0, циртолит — 37,5, фергюсонит — 16,1, монацит — 1,1, ортит — 0,4. На основании всего этого упомянутый автор пришел к выводу, что практически единственной формой нахождения урана в магматических породах, по крайней мере в гранитоидах, являются изоморфные его примеси в акцессорных минералах, образующихся в позднемагматическую стадию формирования этих пород.

Что касается легкой извлекаемости из магматических пород так называемого подвижного урана, то И. Е. Сморчков это явление связывает с процессами метамиктного распада радиоактивных акцессорных минералов. Чем древнее порода, тем выше степень метамиктного распада радиоактивных акцессорных минералов, тем больше в ней легко выщелачиваемого урана.

Накопленный к настоящему времени фактический материал несомненно подтверждает большую роль процессов изоморфизма в магматической геохимии урана, причем в основе всех современных представлений по этому вопросу лежит утверждение, что уран в магматических расплавах находится в четырехвалентной форме.

Как уже неоднократно отмечалось, уран в магматических породах в качестве изоморфной примеси входит во многие акцессорные минералы, такие как монацит, ксенотим, торит, циртолит, фергюсонит, ортит, циркон, пирохлор и др. Здесь уран изоморфно замещает редкоземельные элементы, торий, цирконий, а также, возможно, и кальций. Эти изоморфные замещения могут быть осуществлены благодаря близости ряда кристаллохимических свойств элементов, в первую очередь таких, как размеры ионных радиусов и величины электроотрицательности (табл. 7 в).

Весьма охотно уран замещает торий в торите, монаците и некоторых других минералах. Известны даже разновидности этих минералов, особенно обогащенные ураном и получившие самостоятельные названия (ураноторит, чералит и др.).

Менее благоприятные условия существуют для замещения ураном циркония, так как между этими элементами имеется значительное расхождение в величине ионных радиусов.

Многие предполагают, что, например, в цирконе уран изоморфно замещает не только цирконий, но и редкоземельные элементы. Об этом до некоторой степени может свидетельствовать такой хорошо известный факт, что наиболее высокие концентрации урана в цирконе из пегматитов известны в разностях, обогащенных редкоземельными элементами.

Все вышеизложенное относится к изовалентному изоморфизму. Однако большую роль в геохимии урана играет и гетеровалентный изоморфизм. Прекрасный пример последнего представляет собой широко распространенное явление взаимозамещения урана и редких земель.

С частным случаем этого мы сталкиваемся в монаците — TRPO_4 . С редкими землями, как изоморфная примесь связан торий, который в свою очередь может частично заместиться ураном. Формула примет следующий вид: $(\text{TR}^{3+}, \text{Th}^{4+}, \text{U}^{4+}) \text{PO}_4$.

Сфера действия анионной группы PO_4 очень близка сфере действия группы SiO_4 , поэтому формулу ториеносного монацита можно записать так: $(\text{TR}^{3+}, \text{Th}^{4+}, \text{U}^{4+}) (\text{PO}_4, \text{SiO}_4)$.

Чаще всего уран в виде изоморфной примеси встречается в щелочных породах, богатых натрием. Характерный для основных магм минерал перовскит — CaTiO_3 в этих условиях образовываться не будет, так как кальций обязательно заместится натрием. Указанное замещение носит гетеровалентный характер, поэтому для его осуществления необходима компенсация валентности, которая обычно происходит за счет редких земель. Редкие земли в свою очередь частично могут быть замещены торием и ураном. Приведенная выше формула перовскита примет следующий вид: $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{TR}, \text{Th}, \text{U}) \text{TiO}_3$.

Титан в свою очередь, в условиях щелочных магм охотно замещается ниобием. Следовательно, формулу можно записать таким образом: $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{TR}, \text{Th}, \text{U}) (\text{Ti}, \text{Nb}) \text{O}_3$, что будет соответствовать составу минерала лопарита.

Наконец, часто встречающаяся ураноносность апатита многими исследователями, начиная с Мак-Кельви и Нельсона,

Таблица 76

Сравнительная таблица размеров ионных радиусов и величины электроотрицательности некоторых элементов

№ п/п	Элементы	R_i , в Å	Величина электроотрицательности
1	U^{4+}	1,05	1,3
2	Th^{4+}	1,10	1,1
3	Ce^{4+}	1,02	1,05
4	Ce^{3+}	1,18	1,05
5	Y^{3+}	1,06	1,2
6	Zr^{4+}	0,87	1,4
7	Ca^{2+}	1,06	—

связывается с изоморфным замещением кальция четырехвалентным ураном, что с теоретической точки зрения вполне допустимо благодаря чрезвычайной близости ионных радиусов обоих элементов. Однако известный в настоящее время материал как будто бы показывает, что ураноносные апатиты часто характеризуются повышенным содержанием редких земель, в силу чего вполне допустимо предположение, что кальций в апатите первоначально замещался редкими землями, а последние в свою очередь частично замещались ураном. Проведенные в этом направлении экспериментальные исследования (Рожкова, 1957; Серебрякова и Разумная, 1962) не подтвердили вышеизложенной гипотезы. В частности, при изучении ураносодержащего апатита метасоматического происхождения методами селективного растворения и электродиализа наблюдался совершенно независимый от растворения фосфата кальция переход урана в раствор, в то время как другие компоненты решетки — Са, Р, F извлекались именно в тех соотношениях, в которых они находятся в кристаллической решетке апатита. В связи с этим М. Б. Серебрякова и Е. Г. Разумная высказали предположение, что уран в апатите присутствует в виде тонкодисперсной (за пределами чувствительности современных методов) примеси урановых минералов из группы окислов урана.

И. Е. Сморгчов считает, что роль собственно урановых минералов в общем балансе урана магматической породы ничтожна, так как, по его мнению, образуются они в период кристаллизации магмы очень редко и в ничтожном количестве. Причину этого он видит в чрезвычайно низком даже в кислых магмах содержании урана.

Адсорбированная форма нахождения урана не вызывает особых возражений у упомянутого автора. Однако он склонен ей придавать только теоретическое значение. Более того, он считает, что в настоящее время нет методов исследования, позволяющих отличить адсорбированный уран от урана, концентрирующегося в легкорастворимых урановых минералах или в аксессуарных минералах, содержащих уран в виде изоморфной примеси и подвергшихся метамиктному распаду.

Что касается урана, находящегося в растворенном виде в межзерновой жидкости или в жидких включениях в минералах, то трудно предположить, чтобы эта форма могла иметь какое-либо значение при расчете количественного содержания урана в породе даже просто потому, что сами жидкие включения занимают в породах весьма незначительный объем. Кроме того, нельзя не учитывать, что такой растворенный уран во многих случаях может быть не связан с процессом кристаллизации самой магмы, а является более поздним образованием (Сморчов, 1966 и др.).

Подводя итоги вышесказанному, приходится констатировать, что, несмотря на значительные успехи в изучении вопроса о формах нахождения урана в магматических породах, он все же еще далек от своего разрешения даже для гранитоидов. В частности, до сих пор не решено окончательно, что же собой представляет так называемый подвижный уран. По-видимому, для решения этого и других подобных вопросов необходимы дальнейшие еще более детальные исследования.

ГЕОХИМИЯ УРАНА В ПЕГМАТИТОВОМ ПРОЦЕССЕ

В пегматитах уран является весьма обычным элементом. В процессе формирования пегматитов он принимает участие в образовании как собственно урановых, так и урансодержащих минералов. В последних он может находиться в следующих формах:

1) в виде изоморфной примеси, замещающей близкие по размеру высоковалентные ионы, в первую очередь такие, как Th^{4+} , Zr^{4+} , TR^{3+} ;

2) в молекулярно-рассеянном состоянии, располагаясь по плоскостям роста и в механических дефектах кристаллов вмещающих минералов;

3) в качестве адсорбированной примеси в коллоидоподобных минералах (чинглусунит).

Давно известно, что гранитные пегматиты являются наиболее богатыми редкими, в том числе и радиоактивными, элементами по сравнению с продуктами нормальной магматической кристаллизации. Это отчетливо иллюстрируется табл. 8,

Таблица 8

Среднее содержание редких элементов в кислых изверженных породах и в гранитных пегматитах (в вес. %)

Элементы	Содержание элементов		Степень накопления элементов в гранитных пегматитах по сравнению с изверженными породами
	в кислых изверженных породах (по А. П. Виноградову, 1956)	в гранитных пегматитах (по А. Е. Ферсману)	
U	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$15 \cdot 10^{-4}$	4,3
Th	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	2,5
Zr	$2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	3,5
V	$2 \cdot 10^{-3}$	$50 \cdot 10^{-3}$	25 (?)
TR (57—71)	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	1
Nb	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	2,5
Ta	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	2

заимствованной из сборника «Основные черты геохимии урана», 1963. В провинциях же с ураноносными пегматитами концентрация урана возрастает в десятки раз.

Весьма характерным является то, что уран в пегматитах в основном концентрируется в аксессуарных урановых и урансодержащих минералах, в то время как на долю породообразующих минералов приходится весьма незначительное количество данного элемента. Например, Н. П. Ермолаев и Л. С. Тарасов, приводя материал по пегматитовым жилам Северной Карелии, указывают, что на долю породообразующих минералов, слагающих 99,74% массы пегматита, приходится лишь 1,15% от общего количества урана породы, в то время как остальные 98,85% урана заключены в аксессуарных минералах.

Наиболее распространенным собственно урановым минералом пегматитов является уранинит, причем более характерным следует считать появление его «загрязненных» разновидностей: клевета, брёггерита.

Согласно А. Е. Ферсману (1960), уран в гранитных пегматитах чистой линии встречается в жилах первых пяти типов, особенно во втором и третьем. Во втором типе он развивается в виде уранинита или изоморфной примеси в ториевых минералах (торианите, торите) и редкоземельных минералах иттриевого ряда. Установлено также присутствие урана и в тантало-ниобатах, причем количество этого элемента в них иногда достигает 20%.

Для третьего типа пегматитов характерны хорошо образованные кристаллы уранинита. Общее содержание урана здесь меньше, чем в предыдущем типе.

Скачкообразное увеличение роли урана наблюдается в пятом типе, где оно сопровождается также резким возрастанием количества тория. Уранинита здесь мало, и он преимущественно развивается в виде дендритов. Этот тип пегматитов особенно богат минералами, содержащими летучие и редкие элементы. Н. П. Ермолаев и Л. С. Тарасов предполагают, что обогащение ураном (и торием) этого типа пегматитов связано, с одной стороны, кристаллизации минералов из остаточного «расплава — раствора», а с другой стороны — интенсивному переотложению ранее образованных урансодержащих минералов, а также привнесу некоторой его части метасоматирующими натровыми растворами извне.

Что касается пегматитов щелочных пород, типа нефелиновых сиенитов, то в них уран обычно связан с минералами редких элементов, такими, как гатчетолит и эшинит, а также с торитом и торианитом.

Весьма охотно концентрируется рассматриваемый элемент в форме уранинита и урансодержащих редкоземельных мине-

ралов в пегматитах плюмазитовых пород, характеризующихся избытком алюминия по отношению к щелочам и кальцию. Весьма типичным для этих условий является образование титано-тантало-ниобатов иттриевых редких земель, тория и урана: эвксенита, фергусонита и некоторых разновидностей самарскита.

В пегматитах мигматитов также создаются условия для некоторой концентрации урана, что, по-видимому, связано со значительной его подвижностью при процессах регионального метаморфизма. Правда, минералогия урана здесь выглядит значительно беднее, чем в пегматитах, генетически связанных с интрузиями. Многие считают, что это является следствием значительной «сухости» мигматитового расплава, а также меньшей подвижности (по сравнению с ураном) ряда редких элементов, мобилизуемых из окружающих пород.

Главным урановым минералом здесь является уранинит. В меньшем количестве встречаются фосфаты и силикаты редких земель (монацит, ксенотим, ортит), силикаты циркония и ураноторит.

В рассматриваемых пегматитах урановые и ураносодержащие минералы обычно приурочены к боковым зонам кварцево-плагноклазового или кварцево-биотитового состава, а также к зонам, содержащим роговую обманку. Нередко наиболее высокое содержание радиоактивных минералов устанавливается в ксенолитах этих пород среди пегматитов.

В литературе отмечается, что, как и для пегматитов изверженных пород, залегание пегматитов мигматитов в основных, меланократовых кислых, а также карбонатных породах можно рассматривать в качестве положительного признака на их ураноносность.

В отношении форм переноса урана при пегматитообразовании ничего определенного, тем более обоснованного экспериментально, в современной литературе нет. Имеются только те или иные рассуждения теоретического порядка, основанные на сведениях о химической природе урана и его соединений, а также вытекающие из анализа физико-химической обстановки пегматитового процесса. В частности, Н. П. Ермолаев и Л. С. Тарасов, исходя из наличия в магме многокомпонентных систем окислов, предполагают, что некоторые промежуточные соединения этих многокомпонентных систем в виде уранатов и полнуранатов (типа CaU_2O_6) вполне могут являться переносчиками урана в расплавах. Кроме того, они считают, что в рассматриваемых условиях переносчиком урана может оказаться ряд сложных алюмосиликатных соединений комплексного типа, а также отдельные галлоидные соединения. Среди последних некоторое значение, по их мнению, могут играть уранилгалогениды (UO_2F_2 и UO_2Cl_2). Однако

благодаря способности легко гидролизироваться роль этих соединений в качестве переносчика урана, по-видимому, крайне незначительна. Гораздо большего внимания в этом отношении заслуживают различные сложные соединения, например, типа урансиликофлюорида — $U^{4+} (SiF_6)_2$.

Вопрос о причинах выделения урана из расплава достаточно сложен и практически не изучен. Тем не менее упомянутые выше исследователи наметили следующие возможные пути развития этого процесса при пегматитообразовании:

1. Кристаллизационное выделение UO_2 в виде уранинита в связи с понижением температуры расплава ниже точки плавления UO_2 .

2. Гидролитическое разложение галогенидов урана в связи с изменением в расплаве соотношений между парциальными давлениями паров воды и летучих компонентов (F, Cl) в пользу воды. Образование UO_2 .

3. Совместное осаждение окислов поликомпонентных систем (например, UO_2-ThO_2 ; $UO_2-Y_2O_3$) с образованием твердых растворов. В данном случае окислы тория, иттрия и т. д. рассматриваются как соосадители урана.

4. Изоморфное вхождение иона U^{4+} в кристаллические решетки минералов, образованных элементами с близкими размерами ионных радиусов.

5. Неизоморфный захват в структурных и механических дефектах и по поверхностям роста неурановыми породообразующими и аксессуарными минералами в процессе кристаллизации их из расплава.

Анализ поведения урана при формировании ураноносных пегматитов убеждает многих исследователей в том, что существенные количества урана накапливаются в пегматитах в докритические фазы процесса с образованием тел замещения и гидротермально-пневматолитовых жил.

ГЕОХИМИЯ УРАНА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Еще А. Е. Ферсман сделал вывод, что нужно ждать концентрации урана в более низкотемпературных образованиях, чем магматические и пегматитовые. Он считал, что главная масса этого элемента концентрируется в гидротермальных образованиях различного возраста. И действительно, проведенные позже исследования показали, что в эндогенных условиях наибольшую концентрацию урана мы имеем в постмагматических месторождениях, связанных с деятельностью рудоносных растворов. Причем повышение содержания урана в продуктах гидротермальной деятельности не приводит

к увеличению его содержания в неурановых минералах, которое обычно колеблется в пределах от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-5}\%$. Весь уран, накапливающийся в этих условиях сверх «фоновых» количеств, фиксируется в собственно урановых минералах, из которых главную роль играют окислы урана. Менее распространены силикаты урана, урано-органические соединения и титанаты урана.

В. И. Барсуков и др., рассматривая формы нахождения урана в гидротермальных образованиях, подчеркивают три момента: во-первых, они отмечают, что в гидротермальном процессе происходит обособление урана от тех элементов, которые являлись характерными его спутниками в магматическом и пегматитовом процессах, т. е. от Ta, Nb, Zr, Th, Ti, TR; во-вторых, отсутствие упомянутых выше элементов, по их мнению, ограничило возможность изоморфного вхождения урана в решетки других минералов и обусловило в конечном счете его концентрацию в форме собственно урановых минералов; в-третьих, в конечных продуктах гидротермальной деятельности резко преобладают соединения четырехвалентного урана. Шестивалентный уран может в них присутствовать лишь в незначительных количествах (настуран и гипогенные черни?).

В отношении первого пункта, отмеченного упомянутыми авторами, необходимо заметить, что он безоговорочно может быть отнесен только к условиям формирования средне- и низкотемпературных месторождений. Что же касается высокотемпературных месторождений, то здесь это положение нуждается в значительных коррективах. В современной литературе хорошо известны месторождения, основной формой концентрации урана в которых служит титанат урана — давидит. Благодаря достаточно широкой распространенности данных месторождений, многие исследователи считают возможным их выделять в самостоятельную давидитовую формацию. Кроме того, литературные материалы, а также личные наблюдения довольно часто указывают на тесную, вероятно изоморфную, связь урана и редких земель в высокотемпературных гидротермальных образованиях.

АССОЦИАЦИИ УРАНА В ПРОДУКТАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Миграция урана в гидротермальных условиях не протекает изолированно, а всегда идет в сообществе целого ряда элементов, часть из которых способна накапливаться в условиях, благоприятных для отложения урана, что приводит к формированию определенных ассоциаций. Разнообразие элементов спутников и их количественные соотношения определяются конкретными особенностями развития гидротер-

мального процесса, чем в конечном счете и определяется большое разнообразие парагенезисов урана в гидротермальных месторождениях.

Известно, что во всех горных породах существует равновесие между твердой фазой и заключенным в породе поровым раствором. При поступлении в толщу пород рудоносных растворов между ними и поровыми растворами возникает взаимодействие, которое приводит к нарушению установившегося равновесия. Чтобы это равновесие вновь наступило, должна измениться и твердая фаза. Однако если рудоносные растворы по своему характеру существенно не отличаются от поровых, то равновесие сохранится, и изменение твердой фазы не произойдет. В этом случае будут отлагаться новые минералы. В зависимости от того, как пойдет процесс, минеральные ассоциации, возникающие из гидротермальных растворов, могут быть либо парагенными, либо равновесными.

Парагенная ассоциация — это ассоциация минералов, образованных совместно в одну стадию минералообразования.

Равновесная ассоциация — это ассоциация минералов, непосредственно контактирующих между собой, но не являющихся продуктами одной стадии минерализации. Мы на каждом шагу встречаемся с примерами таких равновесных ассоциаций, особенно если имеем дело со сложными минеральными комплексами. Однако известны такие случаи, когда отдельные минералы не могут равновесно существовать, т. е. непосредственно контактировать друг с другом. Так, например, не могут равновесно существовать висмутин (Bi_2S_3) и галенит (PbS). Предположим, что висмутин был образован в раннюю стадию, а затем гидротермы несли свинец. В результате взаимодействия растворов с уже образовавшейся твердой фазой (висмутином) произойдет образование нового сложного соединения — галеновисмутита ($\text{PbS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$). В зависимости от избытка висмута на месте или свинца в растворе после образования галеновисмутита может выпасть либо висмутин, либо галенит.

Подобно рассмотренному примеру не удастся наблюдать непосредственного контакта висмутита с первичным халькозином. Между ними в качестве реакционных образований возникает комплекс сульфовисмутитов меди в виде эмплектита ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$), клапротита ($3\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{Bi}_2\text{S}_3$) и виттихенита ($3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$).

Для объяснения парагенных ассоциаций А. Г. Бетехтиным было введено понятие «химический потенциал» или фактор интенсивности (μ). Так, например, парагенно встречаются пирит и гематит — это значит, что факторы интенсивности у них равны, т. е. химический потенциал кислорода и серы у обоих минералов одинаков.

Урановые гидротермальные месторождения являются многостадийными, причем ураноносная стадия чаще является одной из последних. В этом случае ураноносные растворы на своем пути будут соприкасаться как с вмещающими породами, так и с продуктами ранних стадий и, естественно, вступать с ними во взаимодействие, образуя при этом равновесные ассоциации. Поскольку урановая смолка является основным урановым минералом гидротермальных месторождений, определяющим в большинстве случаев их промышленную ценность, нам представляется целесообразным рассмотреть здесь некоторые наиболее типичные ее ассоциации.

В настоящее время возможно говорить о четырех основных ассоциациях урановой смолки, проявляющихся в рассматриваемых условиях: 1) карбонатной, 2) кварцево-пиритовой, 3) пятиэлементной, 4) сульфидной.

КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Данная ассоциация достаточно широко распространена и характерна для многих крупных урановых месторождений. В рудах ассоциации смолка часто легко обнаруживается невооруженным глазом и нередко образует прожилки в десятки сантиметров мощностью. Жилы описываемой ассоциации обычно сформированы путем выполнения свободных трещинных полостей, вследствие чего для них весьма характерным является развитие крустификационных симметрично-полосчатых текстур.

В минералогическом отношении ассоциация представлена карбонатами (преимущественно кальцитом), урановой смолкой, гематитом и полевым шпатом (в одних случаях калиевым, в других — натриевым). В отдельных жилах к ним могут присоединяться кварц, флюорит, хлорит, кальциевые сульфаты и сульфиды. Последние для этой ассоциации вообще мало характерны.

Взаимоотношения ведущих членов ассоциации — урановой смолки и карбонатов бывают разнообразны. Наиболее часто смолка в виде почковидных агрегатов развивается на друзовидном кварце или полевоом шпате по стенкам трещин, осевые части которых заполнены кальцитом. Нередко место кварца занимает доломит или анкерит. Широко распространены, как, например, в ряде месторождений Рудных гор и Передового хребта (Колорадо США), структурные взаимоотношения, указывающие на одновременность кристаллизации урановой смолки и карбонатов. Что касается гематита, то в одних случаях (Рудные горы) основная его масса выделилась одновременно с кальцитом, в других же, как это имеет место на некоторых месторождениях района оз. Атабаска и Передово-

го хребта, этот минерал выделился в более раннее время вслед за отложением полевого шпата. Сульфаты образуются всегда в конце периода формирования рассматриваемой ассоциации и часто отлагаются одновременно с последними порциями кальцита. В. Л. Барсуков и Г. Б. Наумов дают следующую примерную схему последовательности минералообразования при формировании данной ассоциации:

К (Na)-полевой шпат → смолка → кальцит
(+ кварц и гематит (+ флюорит) (+ сульфаты и гематит)).

Исследования показали, что описанная ассоциация характерна для месторождений, формировавшихся среди пород основного состава (амфиболовых, полевошпатовохлоритово-амфиболовых сланцев, амфиболитов, диабазов и им подобных).

КВАРЦЕВО-ПИРИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

В отличие от предыдущей данная ассоциация развивается в рудных телах, формирующихся среди пород кислого состава.

В своем типичном проявлении она представлена во многих месторождениях Франции, залегающих среди массивов двуслюдистых гранитов. Рудные тела, сложенные данной ассоциацией, представляют собой либо жилы с симметрично-зональной крустификационной текстурой, либо зоны брекчирования.

В состав ассоциации входят три основных минерала: криптористаллический или друзовидный кварц, пирит (либо марказит или мельниковит) и урановая смолка. В резко подчиненном количестве могут присутствовать флюорит, барит, галенит, сфалерит и многие другие сульфиды. Почти всегда устанавливается наличие тонкодисперсного гематита.

Последовательность выделения основных членов ассоциации следующая: первым выделяется кварц, отлагаясь на стенках трещин и на обломках вмещающих пород, затем образуется корочка или отдельные сферолиты урановой смолки. Одновременно с последней или несколько позже происходит отложение дисульфидов железа.

Что касается флюорита, барита и некоторых сульфидов, то в большинстве случаев время их образования отделено от периода формирования основных членов ассоциации деформационным перерывом. Эти более поздние минералы нередко приурочены к трещинам, секущим жилы кварц-смолково-пиритовой ассоциации.

Установлено также, что при наложении более поздней минеральной ассоциации наблюдались следы растворения и переотложения пирита и смолки основной ассоциации. В каче-

стве таких переотложенных продуктов указываются вторичная смолка или чернь, а также мельниквит и гематит (Sims, 1958). Из изложенного вытекает, что более поздняя сульфидная ассоциация является неравновесной по отношению к основной кварц-смолково-пиритовой ассоциации.

Что касается гематита, то этот минерал в рассматриваемых условиях образовывался дважды. В первый раз его выпадение предшествовало формированию основной ассоциации или совпадало с его началом. Появление этого гематита обусловило покраснение боковых пород. Повторное развитие гематита совпало со временем возникновения наложенной минерализации.

Проявление подобной ассоциации известно также в ряде месторождений Португалии (Cerveira, 1951) и Передового хребта США (Sims, 1956). Однако они обычно характеризуются значительно более интенсивным развитием сульфидов, что их сближает больше с месторождениями сульфидной ассоциации.

ПЯТИЭЛЕМЕНТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Эта ассоциация является широко известной и слагает ряд классических месторождений Рудных Гор Европы и района Большого Медвежьего озера в Канаде. Долгое время она считалась, главным образом зарубежными авторитетами, единственным важнейшим источником гидротермальных урановых руд.

Свое название ассоциация получила от того, что в качестве ведущих включает в себя следующие пять элементов: никель, кобальт, висмут, серебро и уран. При этом никель и кобальт развиваются преимущественно в форме арсенидов. Серебро, мышьяк и висмут часто присутствуют в самородном виде. Широким развитием пользуется гематит. В прежних работах, особенно зарубежных ученых, подчеркивается мысль, что ассоциация практически лишена сульфидов. Это утверждение нельзя считать полностью соответствующим действительности. Однако она, несомненно, характеризуется достаточно низким потенциалом серы.

Арсениды никеля и кобальта в основном представлены никелином, раммельсбергитом, саффоритом, хлоантитом. Исследования показали, что в зависимости от величины рН растворов происходит отложение либо кубических, либо ромбических разностей арсенидов.

Урановая смолка представлена двумя разновидностями: крупнопочковидной, образующей корки, часто развивающиеся на стенках рудных трещин, и мелкопочковидной, проявляющейся в виде тонких прожилков и шнурков, а также в виде

мельчайших шариков, нередко сидящих на дендритах висмута и серебра.

Из жильных минералов отмечаются: кварц, часто красный, обильные карбонаты, преимущественно доломит, барит, иногда темный флюорит, хлорит, часто магнезиально-железистый типа тюрингита, и некоторые другие.

Исходя из присутствия в ассоциации самородных висмута и серебра, А. Г. Бетехтин высказал предположение, что температура растворов, создавших эту ассоциацию, не превышала 200°.

По современным представлениям ряда исследователей (Дымков, 1960; Барсуков и др.), описываемая ассоциация является результатом наложения на карбонатную ассоциацию минерализации более поздней стадии. Наиболее четко это проявилось на месторождениях Рудных гор. Согласно Ю. М. Дымкову, новая стадия минерализации началась с обильного выделения доломита от темного красно-бурого до розового и белого. Одновременно с доломитом происходило образование гематита, тонкой примеси которого, по-видимому, и обязана красная окраска доломита. В это же время выделялось немного селенидов и халькопирита, ассоциирующего с белыми разностями доломита. Одновременно с образованием светлых разностей доломита началось выделение арсенидов, диарсенидов и сульфоарсенидов Co и Ni , самородных мышьяка, висмута и серебряных сульфосолей.

После отложения основной массы доломита в ряде рудных тел происходило обильное выделение крупнопластинчатого барита, а затем незначительных количеств кварца, сидерита и кальцита.

Как отмечают упомянутые выше авторы, гидротермальные растворы, создавшие эту новую стадию, оказали весьма энергичное воздействие на продукты минерализации более ранней карбонатной стадии. В частности, приведены факты интенсивного замещения доломитом кальцита, флюорита и в меньшей степени обломков корок крупнопочковидной смолки. Что касается второй мелкопочковидной разности урановой смолки, то последняя, по мнению В. Л. Барсукова и др., является регенерированным продуктом, образование которого происходило неоднократно на протяжении периода отложения доломита. Схема строения такой сложной жилы приведена на рис. 3. Процессы, аналогичные описанным, проявились, очевидно, и в других местах развития так называемой пятиэлементной формации, например, на ряде месторождений Канады, США и других стран.

По мнению упомянутых авторов, наложение на карбонатно-смолковую ассоциацию более поздней стадии минерализации, сопровождающееся растворением первичной смолки,

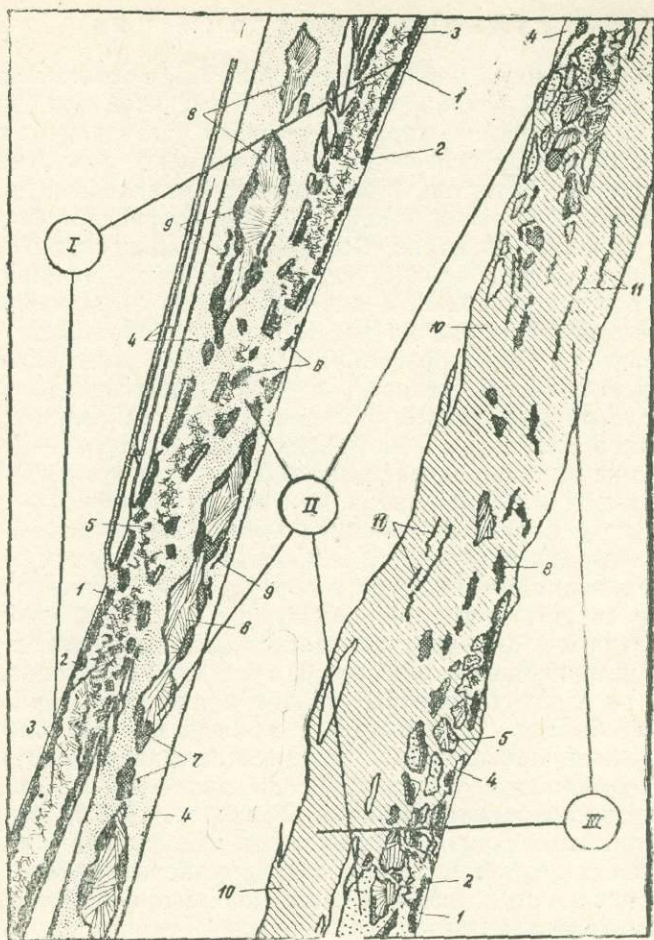


Рис. 3. Схема последовательного усложнения состава урановорудных жил Рудных Гор (из работы В. Л. Барсукова и др.*). 1 — первичная кварцево-кальцитово-настурановая жила; 11 — доломитово-баритовая жила пятиэлементной формации; 111 — кварцевая жила. 1 — гребенчатый кварц; 2 — настуран 1; 3 — кальцит; 4 — доломит; 5 — псевдоморфозы доломита по кальциту; 6 — барит; 7 — Co-Ni-арсениды и Bi-минералы; 8 — реликты настурана 1; 9 — регенерированный настуран 2, парагенный минерал доломито-баритовых жил; 10 — мелкозернистый кварц, замещающий материал доломито-баритовых жил; 11 — регенерированный настуран 3, парагенный минерал кварцевых жил

несомненно, должно привести к некоторой, возможно значительной, потере урана, выносимого растворами за пределы рудного тела.

СУЛЬФИДНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Продуктивность данной ассоциации была установлена значительно позже, чем, например, пятиэлементной или карбонатной. Эта ассоциация характеризуется развитием наиболее распространенных сульфидов, среди которых, как отмечается в литературе (Бетехтин, 1959; Тишкин, Тананаева и др., 1959; Мельников, 1961, 1963; Тишкин, 1966), обычно присутствует пирит, галенит, сфалерит, молибденит, халькопирит, халькозин, в подчиненном количестве встречаются арсенопирит, марказит, борнит, ковеллин, медно-висмутовые сульфосоли, сульфосоли серебра и ряд других минералов. Урановая смолка проявляется в самых разнообразных формах выделения. В одних случаях она встречается в виде мелких невидимых простым глазом включений, рассеянных в массе сопутствующих минералов, главным образом, сульфидов. В других — образует тончайшие жилки в дробленых породах или цементирует обломки пород и более ранних минералов. Наконец, в-третьих, совместно с парагенными минералами слагает жилы и прожилки различной мощности и протяженности, а также линзовидные и неправильной формы образования. Весьма типичным следует считать появление нескольких генераций смолки. Во всех случаях у нее устанавливается колломорфное строение.

Характернейшей чертой рудных тел данной ассоциации является их многостадийность, причем урановая минерализация обычно бывает приурочена к конечным стадиям. Еще А. Г. Бетехтин намечал здесь следующие стадии: добаритовую, барит-карбонатную, смолковую и послесмолковую. Более поздние исследования (Тишкин, Тарасова, 1959 и др.) также показали, что обычно в рудных телах сульфидной ассоциации отчетливо выделяется четыре стадии минерализации.

Первая стадия преимущественно кварцево-сульфидного состава характеризуется присутствием пирита, халькозина, халькопирита, блеклых руд, галенита, сфалерита, висмутина, аргентита, самородных висмута и серебра. В некоторых случаях отмечается наличие вольфрамита и касситерита. Из жильных минералов кроме кварца нередко встречаются: анкерит, хлорит и небольшое количество барита. Иногда, по-видимому, можно говорить не об одной, а о нескольких добаритовых стадиях.

Вторая стадия существенно баритового или барит-карбонатного состава устанавливается на большинстве месторождений рассматриваемой ассоциации, проявляясь с различной степенью интенсивности. Широкое развитие барита, в кото-

ром сера находится в своей высшей валентности, указывает на значительно возросший потенциал кислорода в растворах в период формирования данной стадии. Карбонат бывает представлен железистым родохрозитом, мангансидеритом и кальцитом. Из прочих минералов почти всегда присутствует кварц, обычно более ранний, чем барит, а также небольшое количество сульфидов (пирит, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит). Иногда отмечается наличие флюорита.

Третья — смолковая стадия представлена урановой смолкой в сопровождении комплекса сульфидов, ведущими из которых являются: пирит, молибденит, галенит, сфалерит и халькопирит. Широко развиты сульфовисмутиты. Часто в том или ином количестве присутствуют: гётит, гидрогематит, марказит, борнит, халькозин, ковеллин. Иногда отмечается наличие самородных меди, висмута и серебра. Из жильных ведущими являются карбонаты (доломит, кальцит) и кварц, нередко хальцедоновидный. В подчиненных количествах встречаются: хлорит, серицит, альбит, флюорит и некоторые другие минералы. В зависимости от преобладания того или иного из ведущих сульфидов выделяют парагенетические ассоциации, такие, как смолково-сфалеритовая, смолково-галенитовая, смолково-молибденитовая и ряд других.

Как уже отмечалось, одним из наиболее распространенных минералов данной стадии является пирит. В отличие от досмолкового парагенный пирит характеризуется чрезвычайной тонкозернистостью. В нем иногда заметны колломорфные структуры. Парагенно со смолкой встречается и марказит, нередко развивающийся по пирротину.

Молибденит является весьма типичным членом смолково-сульфидной ассоциации. Главная его масса образуется в описываемую смолковую стадию. В одних случаях он слагает агрегаты пластинчатых зерен, развивающиеся между почками урановой смолки или выполняющие центральные части смолковых прожилков. В других — будучи слабо раскристаллизован совместно со смолкой входит в состав единых метаколлоидных образований. Указанные образования представляют собой почки или корочки, в которых наблюдается чередование смолковых и молибденитовых слоев. Кроме того, описываемый минерал «залечивает» так называемые трещины дегидратации в почковидных выделениях урановой смолки.

Галенит также представляет собой очень распространенный минерал описываемой стадии, становясь иногда главным рудным минералом. В этих случаях исследования устанавливают наличие галенита трех возрастных разновидностей: более раннего по отношению к урановой смолке, одновременного с ней и более позднего. Включения раннего галенита обычно

цементируются урановой смолкой. Однако непосредственного контакта этих двух минералов не наблюдалось. Они во всех случаях отделялись друг от друга каймой нерудных минералов, представленных смесью серицита, хлорита, кальцита и кварца.

Парагенный со смолкой галенит принимает участие в строении общих с ней метаколлоидных образований. Галенит в этих случаях или образует тонкую вкрапленность в смолке на подобие эмульсионной или концентрические колломорфные выделения, или, наконец, мелкие включения весьма причудливых очертаний.

Поздний галенит, пользующийся наиболее широким развитием, выполняет промежутки между почками смолки, реже обособляется в виде секущих прожилков.

Наблюдения показывают, что ранний сфалерит растворяется в период отложения смолки. Однако урановая смолка выпадает в тесной ассоциации с другим сфалеритом, более бедным железом, чем первый, и нередко являющимся ведущим рудным минералом описываемой ассоциации. Представлен он колломорфными, чаще почковидными образованиями. Окраска описываемого сфалерита преимущественно светлая, хотя встречаются и темные разности, цвет которых, по мнению А. И. Тишкина, Г. А. Тананаевой и других, обусловлен тонкодисперсными включениями рудных минералов, в частности, смолки.

Сульфиды меди также являются вполне обычными компонентами в составе смолково-сульфидных руд. Наибольшим распространением среди них отличается халькопирит. Причем парагенный со смолкой халькопирит в отличие от более раннего всегда мелко- или тонкозернистый. В нем нередко встречаются решетчатые вроски борнита.

Халькозин и ковеллин часто в виде оторочек окаймляют смолковые прожилки или вслед за халькопиритом обрастают почки смолки. Исследования показали, что встречаются ромбические и кубические разности халькозина.

Висмутовые минералы обычны в рудах описываемой ассоциации. Временами содержание их бывает настолько значительно, что руды рационально использовать как источник висмута. При рассмотрении пятиэлементной ассоциации мы видели, что смолка была парагенной с самородным висмутом и висмутином. Здесь мы также нередко встречаемся с обильным висмутином, но он всегда относится к досмолковой стадии. Нигде висмутин непосредственно не контактирует со смолкой, между ними всегда наблюдаются реакционные каймы, говорящие о том, что висмутин и смолка представляют собой неравновесные образования.

Указанные реакционные новообразования в зависимости

от конкретных условий могут быть представлены сульфовисмутитами меди (эмплектитом, клапротитом и виттихенитом), свинца (преимущественно галеновисмутинном), а также более редкими минералами, объединяющими в своем составе все три компонента — медь, свинец и висмут.

Для многих урановых месторождений сульфидной ассоциации характерно развитие гематита или в самых рудах или во вмещающих породах. Этот минерал, как правило, является одним из наиболее устойчивых досмолковых минералов. Однако известны случаи его неравновесности при наложении смолковой стадии. Например, наблюдалось, что при пересечении жилкой урановой смолки ассоциации кварц + гематит, последний оказывался неустойчивым и замещался марказитом и халькопиритом. В случае же подобного пересечения смолкой ассоциации кварц + гематит + пирит гематит оставался неизменным.

Очень часто в составе описываемой ассоциации в качестве новообразований присутствует незначительное количество гематита и гидрогематита, что указывает на значительно повышенный кислородный потенциал в период отложения смолки.

Правда, А. Г. Бетехтин (1959) отмечал, что в целом этот потенциал не должен быть очень высоким, так как в этом случае имел бы место переход U^{4+} в U^{6+} , сопровождавшийся его выносом.

Конечный период формирования смолковой стадии обычно характеризуется преимущественным выпадением сульфидов, что свидетельствует о понижении в это время кислородного потенциала рудообразующих растворов.

Что касается послесмолковой стадии, то она в большинстве случаев носит существенно карбонатный характер с широким развитием сульфидов. В подчиненных количествах присутствует кварц, иногда встречается барит.

В. Л. Барсуков и др. считают возможным в ряде случаев рассматривать смолково-сульфидную ассоциацию, как своеобразную разновидность карбонатной ассоциации, обогащенные сульфидами которой произошло за счет растворения и переотложения ураноносными растворами материала более ранних кварцево-сульфидных рудных тел.

В последнее время Г. А. Тананаева***), систематизируя материал по отечественным месторождениям, предложила известные смолковые ассоциации распределить между двумя группами — карбонатной и флюоритовой, причем к последней из всего многообразия минеральных сочетаний автором от-

***) Здесь и в последующем литературные источники, отмеченные тремя звездочками, опубликованы в сб.: «Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений», 1968.

несены только две ассоциации: 1) ассоциация смолки с флюоритом и окислами железа; 2) ассоциация смолки с флюоритом, гидроалюмосиликатами и сульфидами железа.

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СМОЛКОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

В настоящее время имеются все основания полагать, что процессы концентрации урана имеют определенную специфику в зависимости от того, на каких глубинах (в каком структурном этаже) они протекают, что в конечном счете находит свое отражение в создании тех или иных минеральных ассоциаций.

Так, например, в условиях верхнего структурного этажа возникают смолковые ассоциации, в которых широким развитием пользуются гипогенные черни, каолинит, гидрослюда и карбонат. Достаточно широко распространены также метаколлоидный пирит и самородный мышьяк. Менее характерен коффинит. А. И. Тишкин (1966^{***}) отмечает, что минеральный состав руд, формирующихся в описываемых условиях, весьма сложен и насчитывает более 30 эндогенных минералов. Характерной чертой таких руд является исключительная тонкозернистость материала. Основная масса минеральных зерен имеет размеры от сотых до десятитысячных долей миллиметра в поперечнике. Не исключено, что формирование описанной ассоциации происходит с участием поверхностных вод.

В условиях среднего структурного этажа смолковое оруденение преимущественно концентрируется в породах верхнего и нижнего ярусов. Здесь обычно и развиваются все те основные ассоциации, которые были описаны выше. Например, весьма характерна для этих условий смолково-сульфидная ассоциация. При этом, установлено, что смолково-молибденитовая минерализация одинаково часто проявляется как в верхнем, так и в нижнем структурных ярусах, в то время как смолково-галенитовая и смолково-сфалеритовая — только в верхнем.

Урановая смолка в этих условиях развивается в виде колломорфных выделений, размеры и форма которых весьма разнообразны. Во всех случаях в них устанавливается отчетливое концентрически-зональное строение. Спектральные анализы показывают почти постоянное присутствие в урановой смолке таких элементов-примесей, как Zr, Y, Be, иногда устанавливается наличие Ti и очень редко Th.

Из сульфидов молибдена, помимо молибденита и иордизита, местами отмечается (Скворцова и др., 1964) присутствие фемолита — тонкочешуйчатого минерала, в составе которого, помимо серы и молибдена, всегда имеется небольшое количество железа (Mo_5, FeS_4). Характерно, что дисульфиды мо-

либдена чаще представляют собой более поздние образования, чем смолка. Общие агрегаты с чередованием зон того и другого минерала встречаются редко. Чаще наблюдается тонкая смесь обоих минералов, причем количество смолки обычно увеличивается к центру колломорфного выделения, а дисульфидов молибдена—к его периферии. Галенит в этой ассоциации является менее распространенным минералом и отлагается чаще позже смолки и сульфидов молибдена. А. И. Тишкин указывает, что в смолково-сфалеритовой ассоциации образование урановой смолки и значительной части сульфидов происходит обычно одновременно, с образованием совместных агрегатов.

Пирит в данных условиях имеет подчиненное значение, нередко образуя с урановой смолкой совместные колломорфные выделения. Из нерудных минералов наиболее распространенным является серицит. Он образует либо мономинеральные массы или находится в сростании с кварцем, кальцитом и хлоритом. Довольно типичными также бывают альбит и флюорит, встречается каолинит. Общая последовательность минералообразования при формировании описываемой ассоциации А. И. Тишкиным намечается в следующем виде: урановая смолка+молибденит+пирит; (урановая смолка)¹ +галенит+сфалерит + халькопирит; (урановая смолка) + кальцит + флюорит.

Известная смолково-арсенидная ассоциация в основном характерна для верхнего яруса среднего структурного этажа. Процессы метасоматоза при ее формировании имеют подчиненное значение. Она формируется обычно в условиях открытых полостей. Помимо смолки из урановых минералов могут присутствовать коффинит и уранинит. Арсениды обычно представлены скуттеродитом, никелином, раммельсбергитом, сафлоритом и лёллинитом. Кроме того, типичны распространенные сульфиды (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит), а также самородные элементы (мышьяк, серебро, висмут, иногда сурьма).

Возрастные взаимоотношения между слагающими ассоциацию минералами в достаточной мере сложны и до сих пор еще окончательно не выявлены. А. И. Тишкин в этой связи указывает, что между кубическими и более поздними—ромбическими арсенидами, а также между пиритом и кубическими арсенидами устанавливается определенный антагонизм, проявляющийся в их пространственном разобщении. С другой стороны, отмечается совместное выделение ромбических арсенидов и главной массы сульфидов.

¹) Указанные в скобках минералы присутствуют не всегда.

Урановая смолка, выделяясь позже кубических арсенидов, находится в тесном сростании с ромбическими их разностями, а также сульфидами свинца, цинка и меди.

Самородные висмут и серебро в главной своей массе ассоциируют с поздними сульфидами. Самородный мышьяк обычно завершает процесс формирования рудных прожилков.

Иногда описанная ассоциация встречается среди пород нижнего яруса среднего структурного этажа. В этом случае, сложенные ею рудные тела пространственно тяготеют к смолковокарбонатным жилам. Как указывает А. И. Тишкин, в таких месторождениях бывают широко распространены досмолковые ассоциации, представленные кварцевыми, кварц-сульфидными, кварц-вольфрамитовыми реже карбонатными и барит-карбонатными жилами.

К нижнему ярусу среднего структурного этажа бывают также приурочены и проявления смолково-кварц-пиритовой ассоциации, обычно имеющие прожилково-вкрапленный характер. Помимо трех основных компонентов в смолковых прожилках в том или ином, обычно незначительном, количестве могут присутствовать такие сульфиды, как сфалерит, галенит, молибденит, марказит, халькопирит, блеклая руда, бравоит и арсенопирит. Урановая смолка обычно образует корочки на стенках трещин мощностью до нескольких миллиметров или развивается в виде очень мелких сферических выделений среди кварцевой жильной массы. Г. А. Тананаева считает возможным выделять здесь два типа парагенезиса — молибденит-смолковый и галенит-смолковый, причем первый является наиболее ранним.

В породах нижнего структурного этажа урановая минерализация бывает представлена смолково-карбонатной ассоциацией, практически не отличимой от таковой, известной для нижнего яруса среднего структурного этажа. В пределах древних складчатых областей помимо смолки нередко развиваются браннерит и некоторые другие титанаты урана, кроме того, местами устанавливается присутствие ураноносных фосфатов (Семицкий, 1968****). На отдельных участках урановая минерализация сопровождается флюоритом и комплексом сульфидов. Смолковая ассоциация обычно накладывается на более ранние — фосфорно-урановую и кварц-сульфидную ассоциации.

Таким образом, изложенный выше материал показывает, что в условиях верхнего структурного этажа преимущественным развитием пользуются смолково-черниве-гидрослюдистые и смолково-молибденитовая ассоциации. Для среднего структурного этажа, характеризующегося разнообразием смолковых ассоциаций, наиболее широко распространены смолково-сульфидная, смолково-кварцевая (смолково-кварц-пиритовая и смолково-кварц-флюоритовая) и в меньшей сте-

пени смолково-карбонатная ассоциации. Последняя является также наиболее типичной ассоциацией и для образований нижнего структурного этажа.

Обращает на себя внимание также определенная зависимость между фаціальными условиями образования той или иной смолковой ассоциации и составом сопровождающей ее более ранней и более поздней минерализации. А. И. Тишкин в этой связи указывает, что в месторождениях, залегающих в условиях верхнего структурного этажа, обычно бывают широко развиты процессы околорудного изменения, выражающегося в окварцевании, серицитизации, карбонатизации и каолинизации вмещающих пород, а также в широком развитии в них тонкорассеянных гематита и гётита. Урановая, преимущественно смолковая минерализация верхнего яруса среднего структурного этажа практически никогда не сопровождается послесмолковыми жильными минеральными ассоциациями. Для подобных же месторождений нижнего яруса среднего структурного этажа бывает достаточно характерно развитие досмолковых кварцевых, кварц-редкометалльных, кварц-сульфидных и некоторых других жил, сопровождающихся ореолами гидротермально-измененных пород. Наконец, смолковые ассоциации, развивающиеся в условиях нижнего структурного этажа, обычно залегают в породах, претерпевших интенсивное гидротермальное воздействие, проявившееся в развитии пропитизации, березитизации, альбитизации и ряда других процессов. Но даже в этих условиях формирование самих смолковых ассоциаций обычно связывается (Семинский, 1968*** и др.) с развитием окварцевания и гематитизации. В связи с этим некоторые исследователи склонны делать вывод: чем древней породы, в которых залегают гидротермальные урановые месторождения, тем в них интенсивнее проявляются процессы ранней (доурановой) минерализации.

Что касается вопроса о причинах различия состава урановой минерализации разных структурных этажей и ярусов, то здесь еще очень много неясного. Однако проведенные исследования как будто позволяют говорить о ведущей роли в этом отношении состава вмещающих пород и доуранового оруденения. Это, по-видимому, следует связывать с возможностью заимствования рудоносными растворами ряда химических элементов из вмещающих пород. Так, например, хорошо известно, что смолково-арсенидная ассоциация проявляется только в тех рудных провинциях и полях, в которых наряду с кислыми присутствуют и основные породы. Отмечается также (А. И. Тишкин) — чем выше содержание во вмещающих породах кальция и магния, тем больше соответствующих карбонатов в смолковых жилах.

Обращает на себя внимание еще одна закономерность, проявляющаяся в том, что в месторождениях, залегающих в пределах нижнего структурного этажа, оруденение отличается постоянством минеральных ассоциаций на значительных вертикальных интервалах. В месторождениях же, залегающих в верхнем структурном этаже или в верхнем ярусе среднего этажа, наблюдается достаточно четкое изменение минерального состава от верхних горизонтов к более нижним. Весьма возможно, что это явление следует связывать с более быстрой сменой физико-химических условий процесса рудообразования, имеющей место в верхних структурных этажах. Упомянутая зональность, по мнению А. И. Тишкина, может быть вызвана следующими причинами: 1) прерывистым поступлением растворов; 2) влиянием состава различных вмещающих пород на рудоносные растворы; 3) последовательным выделением минеральных ассоциаций из одной порции растворов.

ФОРМА ПЕРЕНОСА И УСЛОВИЯ ОТЛОЖЕНИЯ УРАНА

Исследования парагенетических ассоциаций урановой смолки в гидротермальных месторождениях, а также изучение состава термальных вод позволили предположить, что основными компонентами в составе ураноносных растворов должны быть углекислота, кремнезем, сера, фтор и хлор (В. Л. Барсуков, Г. Б. Наумов, Н. Т. Соколова*). Из катионов отмечается постоянное присутствие тех или иных количеств Na^+ и K^+ . Могут встречаться повышенные содержания Fe, Ca, Mg, Pb, Bi, Cu, Mo.

Что касается углекислоты, то она, по-видимому, является весьма характерным компонентом рудоносных растворов. Некоторые исследователи (Мак-Келви и др., 1958; Гаррелс, Рихтер, 1960) придавали ей ведущую роль в переносе урана, допуская существование ее в виде самостоятельной фазы. Однако экспериментальные исследования системы $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$, проведенные при повышенных температуре и давлении (Малинин, 1959), не позволяют с этим согласиться. Результаты исследования термальных растворов показывают, что они содержат как у поверхности, так и на глубине заметные количества углекислоты. Это же подтверждает анализ газово-жидких включений в минералах (Ермаков, 1950; Лисицын, Магинко, 1961).

Количество кремнезема и форма его проявления в конечном счете, как полагают, определяются кислотностью растворов и их температурой, при этом понижение кислотности и повышение температуры вод способствуют диссоциации поликремневых кислот и увеличению общей концентрации кремне-

зема в растворе. Совершенно понятно, что сказанное может быть справедливо только для растворов, взаимодействующих с силикатными породами.

Рассмотрение основных парагенетических ассоциаций урановой смолки показало, что в целом потенциал серы в растворах в период образования смолки не высок, так как главная масса сульфидов отлагается раньше или позже смолки. Из различных форм серы наибольшее распространение, по аналогии с природными водами, по-видимому, должен иметь ион SO_4^{2-} . Не исключена также возможность существования комплексных тиоионов типа $[\text{MoS}_4]^{2-}$, $[\text{SbS}_3]^{3-}$, $[\text{HgS}_2]^{2-}$ и др., а также тиосульфатных ионов, установленных в природных водах.

Частое присутствие флюорита в урановых гидротермальных месторождениях позволяет считать фтор одним из распространенных компонентов рудоносных растворов. Несмотря на то, что концентрация данного элемента в современных минеральных источниках очень невелика и обычно не превышает таковую для морских и пресных вод (1,4—0,2 мг/л), некоторые исследователи допускают возможность значительного ее повышения в рудоносных растворах вплоть до резкого преобладания над концентрацией углекислоты (Мельников, 1966**). В последнем случае вполне вероятно появление комплексов типа $[\text{UO}_2\text{F}_3]$. Приведенное мнение подкрепляется также соображением о том, что с увеличением температуры активность иона F^{1-} падает значительно меньше, чем активность иона CO_3^{2-} .

Присутствие каких-либо хлорсодержащих минералов в составе смолковых руд достоверно неизвестно. Поэтому о возможном наличии хлора в рудоносных растворах можно судить только косвенно, используя данные о характере некоторых современных источников, а также учитывая материал по составу жидких включений в минералах ряда месторождений.

Рассматривая вопрос о формах переноса урана в гидротермальных растворах, прежде всего следует иметь в виду, что гидроксиды четырехвалентного урана отличаются весьма незначительной растворимостью как в слабощелочных, так и в щелочных растворах. Предполагать же, что эти растворы обладали повышенной кислотностью, в настоящее время нет оснований. Все это указывает на то, что едва ли возможен перенос более или менее значительных количеств урана в четырехвалентной форме.

Что касается шестивалентного урана, то концентрация его (в форме уранил — иона) даже в слабо щелочной среде может достигать заметной величины ($3,2 \cdot 10^{-5}$ г/л при $\text{pH} = 8$; Брусиловский, 1960). Однако, по широко распространенному мнению, длительной миграции урана в этой форме будет препят-

ствовать весьма энергичное взаимодействие его с восстановителями. Некоторые исследователи полагают, что достаточно даже незначительных количеств слабого восстановителя, чтобы вызвать осаждение уранил-иона в форме гидрата окиси U^{4+} .

Наибольшее значение в качестве возможного переносчика урана в последние годы придавалось комплексным соединениям шестивалентного урана (Бетехтин, 1959; Наумов, 1959, 1961; Барсуков и др., 1963). Основанием для этого послужили экспериментальные данные, показавшие, что восстановить U^{6+} из этих соединений значительно труднее, чем при отсутствии комплексообразователей. Считалось, что связанный в комплексы U^{6+} способен переноситься растворами совместно с восстановителями. Основное значение в этом отношении придавалось карбонатным комплексам. Считается доказанным существование комплексных уранил-карбонатных анионов двух видов: дикарбонат-уранила— $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)]^{2-}$ и трикарбонатуранила— $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$. Г. Б. Наумов (1959) на основании теоретических расчетов пришел к выводу о существовании равновесия между гидроокисью урана и раствором, содержащим $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$. Для проверки устойчивости данной системы при высоких температурах были поставлены эксперименты. Последние показали, что при температуре 150° в карбонатно-щелочной среде шестивалентный уран может образовывать хорошо растворимые соединения. Закономерности поведения этих соединений ничем не отличаются от таковых, установленных для низких температур.

Разрушение комплексов и выпадение урана упомянутый автор связывает со следующими причинами: 1) с падением давления CO_2 или уменьшением его концентрации; 2) с уменьшением щелочности раствора, приводящим к понижению концентрации CO_2 , а следовательно, к увеличению концентрации аниона UO_2^{2+} , что обычно происходит в результате перехода раствора из одних пород в другие; 3) с уменьшением концентрации CO_2 в результате реакций, переводящих карбонатные ионы в твердую фазу; 4) с понижением окислительно-восстановительного потенциала растворов в результате изменения состава вмещающих пород.

И. В. Мельников главным фактором изменения активности уранил-карбонатных комплексов считает изменение рН рудодносных растворов. По его мнению, любые процессы, приводящие к подкислению растворов, будут являться основной причиной разрушения комплекса и выпадения урановой смолки — будь то взаимодействие раствора с вмещающими породами, замещение одними сульфидами других и т. д. Что касается роли внешнего давления, то его уменьшение, как полагает И. В. Мельников, может оказывать существенное влияние на

распад комплексных карбонатных соединений только при давлении меньше 100 атм и при отсутствии даже небольшого увеличения рН растворов.

Нам представляется, что было бы неправильно приписывать карбонатным комплексам универсальную роль в процессе переноса урана. В этом отношении заслуживают внимания данные И. В. Мельникова, который утверждает, что в период образования широко распространенного молибденит-смолового парагенезиса растворы бывают обеднены карбонат-ионом и обогащены сульфидной серой. Главным переносчиком урана в этот период мог являться уранил-сульфатный комплекс типа $[\text{UO}_2(\text{SO}_4)_3]^{4-}$. Сделанные И. В. Мельниковым расчеты показывают, что в нормальных условиях ($T=25^\circ\text{C}$ и $P=1$ атм) при $\text{pH}=6$ в растворах, содержащих SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , уже при величине отношения концентраций $\text{SO}_4^{2-}:\text{CO}_3^{2-}$ равной 10^5 , уранил-сульфатные ионы играют значительную роль. С увеличением же температуры до 200° их роль должна еще возрасти в силу более значительного уменьшения активности CO_3^{2-} -иона по сравнению с SO_4^{2-} -ионом (Рыженко, 1963). Кроме того, упомянутый исследователь полагает, что при формировании молибденит-смоловой ассоциации значительная роль может принадлежать и $\text{UO}_2(\text{OH})^+$. Не исключены также уранил-молибдатная $[\text{UO}_2(\text{MoO}_4)_{1-2}]\text{H}_2\text{O}$ или уранил-тио-молибдатная $[\text{UO}_2(\text{MoO}_3\text{S})_{1-3}]$ формы переноса (Рехарский, Плятт, 1967; Мельников, Дуброва и др., 1968***). По-видимому, следует полагать, что в связи с имеющей место непрерывной эволюцией рудоносных растворов формы переноса урана также будут все время меняться.

Экспериментальные данные Р. П. Рафальского (1963), касающиеся, правда, условий только кислой среды, позволяют признавать возможность совместного нахождения в растворах U^{6+} и восстановителей при отсутствии комплексообразователей. По мнению этого исследователя, часто наблюдающийся литологический контроль оруденения нельзя объяснить с позиций необходимости разрушения комплексов, так как приводящие к этому процессы ни в коей мере не связаны с присутствием или отсутствием в породах восстановителей. В качестве типичных восстановителей обычно выступают: S^{2-} , Fe^{2+} , As (в низших степенях окисления) и органический материал. Р. П. Рафальский полагает, что их наличие в породах может вызвать значительные изменения рН растворов и концентрации в них компонентов, в частности урана. Последнее же повлечет за собой не только изменение окислительно-восстановительного потенциала системы, но и уменьшение растворимости того или иного соединения, которое вследствие этого будет выпадать в осадок.

Однако выпадение урана под действием восстановителей боковых пород этот исследователь не считает единственным условием его концентрации. Эксперименты показали, что процесс восстановления U^{6+} может протекать также за счет восстановителей, привнесенных самими гидротермальными растворами совместно с ураном.

Современные представления в отношении температуры образования смолковых месторождений сводятся к следующему. Прежде всего из анализа парагенетических ассоциаций вытекает, что для формирования подобных месторождений какая-либо особо повышенная температура не нужна. Так, например, в широко известной ассоциации урановой смолки с самородным висмутом температура образования не должна превышать 271° , а в ассоциации с гётитом — $160-180^\circ$. Д. Ф. Королев (1963) полагает, что температура образования весьма распространенной смолково-иордзитовой ассоциации находится в интервале $250-300^\circ$. Р. П. Рафальский верхним возможным пределом образования окислов урана также считает температуру в 300° . Опираясь на проведенные эксперименты, он утверждает, что при этой температуре происходит выпадение сразу безводного настурана, гидратированная же разность, присутствующая в большинстве природных смолковых образований, по его мнению, отлагается при более низкой температуре. И. В. Мельников, а также А. И. Тугаринов и Г. Б. Наумов (1969) считают, что температура образования минеральных ассоциаций, в которых главным рудным минералом является урановая смолка, не превышает $200-220^\circ$.

Эксперименты также показали, что в целом для отложения смолки благоприятна слабокислая, нейтральная и щелочная среда, в то время как для образования уранинита характерна только кислая среда. Однако эта закономерность нарушается при резком пересыщении растворов и при быстром выпадении осадок значительного количества UO_2 . В этих условиях и в кислой среде происходит образование смолки.

Заканчивая рассмотрение геохимии урана в ходе гидротермального процесса, хотелось несколько остановиться на роли коллоидов. Наличие у смолки колломорфных структур и «трещин усыхания» послужило основанием для признания широкого участия коллоидов в ее образовании. Предполагалось, что UO_2 в результате резкого пересыщения растворов выпадает в виде геля, при старении которого образуется смолка. Однако экспериментальные исследования последних лет показали, что гидратированные настураны не имеют ничего общего с гелями. По характеристике Р. П. Рафальского они представляют собой плотные твердые осадки, имеющие четко выраженное колломорфное строение и кристаллическую структуру UO_2 . Последующая потеря воды никаких изменений

в структуре материала не вызывает, за исключением развития трещин дегидратации. Таким образом, выпавший материал с самого начала является кристаллическим веществом. Характерная же для него колломорфная структура формируется непосредственно при выпадении урана из раствора.

Из изложенного вытекает, что, по-видимому, в настоящее время у исследователей нет объективных данных, позволяющих приписывать коллоидам ведущую роль в формировании смолковых образований.

ГЕОХИМИЯ УРАНА В ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Устойчивость минералов на дневной поверхности, как известно, зависит от степени окисления элементов в минералах, т. е. от степени воздействия атомарного кислорода на элемент.

При наличии атомарного кислорода минералы с U^{4+} становятся неустойчивыми, так как U^{4+} переходит в U^{6+} , создавая катион уранила $(UO_2)^{2+}$. Некоторые исследователи предполагают, что шестивалентный уран может также встречаться в виде UO_3 .

А. А. Черников (1962) высказал предположение о возможности существования в подземных водах урановых месторождений некоторого количества U^{5+} . Если четырехвалентный уран дает кислородные соединения как основания, то шестивалентный проявляет амфотерность, т. е. его окислы и соединения, в зависимости от величины рН, могут играть роль как основания, так и ангидрида, причем оба они очень слабые.

Наиболее устойчивыми из первичных урановых минералов являются сложные окислы, такие как браннерит и давидит, тантало-ниобаты и титано-тантало-ниобаты, многие силикаты и фосфаты редких земель и тория, некоторые силикаты циркония и ряд других. Значительная устойчивость этих минералов к процессам химического выветривания приводит к тому, что они подвергаются, главным образом, только физическому разрушению. Многие из них при этом образуют механические концентрации — россыпи.

В противоположность упомянутым минералам сравнительно легко окисляются и разлагаются простые окислы урана-уранинит, особенно урановая смолка и урановая чернь. Образующийся при этом U^{6+} обладает высокой миграционной способностью, которая и обуславливает широкие возможности его переноса и переотложения. В связи с большим разнообразием экзогенных процессов и значительной их спецификой в каждом конкретном случае, рассмотрим несколько основных вопросов геохимии урана, в зоне гипергенеза имеющих.

решающее значение для понимания условий образования главных генетических групп экзогенных месторождений.

СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В ВОДАХ

Радиоактивность природных вод в основном обусловлена нахождением в них растворенного урана, радия и радона, являющегося продуктом распада радия и обладающего высокой растворимостью (51 часть радона на 100 частей воды при 0°).

Уран в шестивалентной форме также обладает значительной растворимостью в воде. Следовательно, природные воды могут при определенных условиях растворять, переносить и вновь отлагать уран, т. е. воды способны, с одной стороны, разрушать существующие природные концентрации, а с другой — создавать их вплоть до формирования месторождений.

Все природные воды можно объединить в несколько групп, содержание радиоактивных элементов, в частности урана, в которых является относительно более или менее постоянным (табл. 8 а).

Из этой таблицы видно, что резко повышенное содержание урана имеют воды, циркулирующие на площадях урановых месторождений. В мировой практике неоднократно предпринимались попытки подсчитать количество урана, вынесенного водами за год из месторождения. Эти подсчеты давали весьма различные цифры, находящиеся в прямой зависимости от масштабов месторождения. В наиболее крупном из них это количество составило весьма внушительную цифру, приближающуюся к сотне тонн. Следовательно, по содержанию урана в поверхностных водах можно делать перспективную оценку ураноносности района. На этом основан широко вошедший в последнее время в практику гидрохимический метод поисков урана.

На растворимость и содержание урана, как и других радиоактивных элементов, в природных водах оказывает значительное влияние солевой состав вод. Растворенные соли, находящиеся в этих водах, способствуют повышенной выщелачиваемости урана из пород. Кислые и сильно щелочные воды, богатые кислородом, переводят четырехвалентный уран в шестивалентное состояние, тем самым обуславливая его повышенную растворимость. Установлено, что растворимость урана значительно возрастает в водах, обладающих повышенным содержанием анионов. Из катионов на растворимость урана благоприятно влияет присутствие магния, в меньшей степени кальция и еще слабее — натрия.

Растворенные в воде газы в зависимости от их состава либо повышают миграционную способность урана, либо осаждают его из раствора. Например, присутствие кислорода, как нам

известно, всегда повышает его миграцию. Такое же действие оказывает и углекислый газ, так как миграция урана легко совершается в форме углекислых соединений. Совершенно обратное влияние оказывает метан (CH_4), который в присутствии иона SO_4 способствует образованию сероводорода, являющегося осадителем урана.

Таблица 8а

Группировка природных вод и содержание в них урана
(по А. Н. Токареву, 1956)

Тип вод	Природная обстановка	г/л	
		от — до	среднее
Поверхностные	Океаны и моря	$3,6 \cdot 10^{-8} — 2,5 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$
	Озера	$2 \cdot 10^{-7} — 2 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-6}$
	Реки	$2 \cdot 10^{-8} — 5 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-7}$
Осадочных пород	Зона интенсивного водообмена	$2 \cdot 10^{-7} — 8 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	Зона весьма затрудненного водообмена	$2 \cdot 10^{-8} — 6 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-7}$
Кислых магматических пород	Зона интенсивного водообмена (воды коры выветривания)	$2 \cdot 10^{-7} — 3 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
	Зона затрудненного водообмена (воды глубоких тектонических трещин)	$2 \cdot 10^{-7} — 8 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Урановых месторождений	Зона интенсивного водообмена (воды зоны окисления)	$5 \cdot 10^{-5} — 9 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$
	Зона затрудненного водообмена (воды зоны восстановления)	$2 \cdot 10^{-6} — 3 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-6}$

В особых геологических условиях образуются воды, обогащенные радоном, радием и ураном. Они относятся к типу радиоактивных. Минимальное содержание радиоактивных элементов в таких водах должно быть следующее: $\text{Rn} > > 50$ эман, $\text{Ra} > 1 \cdot 10^{-11}$ г/л, $\text{U} > 3 \cdot 10^{-5}$ г/л. А. Н. Токарев все радиоактивные воды подразделяет на несколько типов (табл. 9).

Ф. А. Алексеев, В. И. Ермаков и В. А. Филонов (1958) приводят ряд интересных данных по содержанию радия и урана

Радиологическая и химическая характеристика радиоактивных вод
(по А. Н. Токареву, 1956)

Радиологический тип вод	Газовый состав вод	Химический состав вод			Радиологическая характеристика				
		pH	минерализация, г/л	формула хим. состава	Rп эман	Ra г/л	U г/л	$\frac{Rп}{Ra}$	$\frac{Ra}{U}$
Радоновые	O ₂ , CO, N ₂	6,0—7,5	0,2—4,0	Обычно $\frac{HCO_3}{Ca Mg Na}$	>50	<1·10 ⁻¹¹	<3·10 ⁻⁵	» равн.	≈ равн.
Радиевые	H ₂ S, CH ₄ , N ₂	6,5—7,0	До 300,0	Обычно $\frac{Cl}{NaCa}$	<50	>1·10 ⁻¹¹	<3·10 ⁻⁵	≈ равн.	» равн.
Уранозые	O ₂			Различные	<50	<1·10 ⁻¹¹	>3·10 ⁻⁵	< равн.	< равн.
Урано-радиевые	O ₂ , CH ₄	6,5—7,5	От 5 до 10	Различная	>50	<1·10 ⁻¹¹ до >1·10 ⁻¹¹	>3·10 ⁻⁵	≈ равн.	< равн.
Урано-родоно-вые, урано-радоново-ра-диевые	O ₂ , H ₂ S, CH ₄	3,5—8,5	До 100,0	Различная	>50	>1·10 ⁻¹¹	>3·10 ⁻⁵	> равн.	< равн.
Радоново-ра-диевые		6,5—8,5	0,2—5, 0	Различная	>50	>1·10 ⁻¹¹	<3·10 ⁻⁵	> равн.	> разн.

Примечание 1. » равн. — означает, что, например, $\frac{Rп}{Ra}$ значительно больше равновесного, при котором содержание Rп > 50 эман, а Ra > 1·10⁻¹¹ г/л.

2. ≈ равн. — примерно отвечает равновесному содержанию, например, для $\frac{Ra}{U}$ содержание Ra > 1·10⁻¹¹ г/л и U > 3·10⁻⁵ г/л или, наоборот, Ra < 1·10⁻¹¹ г/л и соответственно U < 3·10⁻⁵ г/л

в водах нефтяных месторождений ряда районов Советского Союза. Они, в частности, отмечают, что пластовые воды нефтяных месторождений различных типов близки по содержанию радия (от $4 \cdot 10^{-10}$ до 10^{-11} г/л). Для них характерно низкое содержание урана, редко превышающее $1,0 \cdot 10^{-7}$ г/л. Максимальное количество урана накапливается в водах гидрокарбонатно-натриевого типа, где уран присутствует в виде двойных карбонатных соединений, хорошо сохраняющихся в составе растворенных солей.

Таблица 9а

Содержание урана в водах морей и океанов (из работы
Л. С. Евсеевой и А. И. Перельмана, 1962)

Наименование бассейна	Место отбора проб	Содержание урана, $\times 10^{-3}$ г/л	Источник
Гидросфера (мировой океан)	Средняя величина	2	А. П. Виноградов (1956)
Мировой океан	То же	1,3	Ф. Косци (1956)
"	"	2	Фун а. отх (1939)
Балтийское море	Фиорд у берегов Швеции	0,36—2,3	То же
Баренцево море	Поверхность	1,6	И. Е. Старик и др (1958 б)
Белое море	Восточная часть	1,4	То же
"	Онежская губа	1,8	"
Балтийское море	Финский залив	<1	"
Азовское море	г. Осипенко	3,3	"
"	С поверхности	3,2	"
Азовское море	С глубины 6 м	3,3	"
Черное море	Среднее из 14 проб	3	"
"	С поверхности (4 пробы)	2,9	"
"	С глубины 100—700 м	3,1	2,2
Схотское море	—	2,1	"
Берингово море	—	2,1	"
Тихий океан	Юго-восточнее о. Сикоку (с глубины 0—4000 м)	2,82 (1,96—3,3)	Наканиши (1948)

Следует иметь в виду, что радоновые воды с высоким содержанием радона, порядка 600—1000 эман и выше, могут возник-

коть не только в районах урано-радиевых месторождений, но нередко образуются и за счет выщелачивания рассеянного в породе радия, если порода обладает большим коэффициентом эманирования или имеет длительный контакт с жидкой фазой.

В водах океана содержание урана многими исследователями принимается близким к $2 \cdot 10^{-6}$ г/л (на табл. 9 а приведены содержания урана в морских водах по данным различных авторов). Еще Дж. Кац и Рабинович (1954) отмечали, что оно пропорционально общей солености воды. Некоторые рассматривают морскую воду как несомненный источник урана будущего. Выяснено, что прибрежные воды богаче ураном, отсюда делается вывод, что уран в море выносится главным образом речными водами. Существует также мнение, что едва ли уран может переноситься далеко от берега, потому что в прибрежных районах всегда есть восстановительная среда, которая переведет шестивалентный уран в четырехвалентный и осадит его на месте.

Подмечено, что с глубиной количество урана в воде изменяется незначительно, причем максимум его содержания приходится на глубины порядка 1000 м.

По-видимому, уран в морских и океанических водах находится преимущественно в форме карбонатного комплекса, даже при условии сероводородного заражения бассейна (Старик и Колядин, 1957; Колядин и др., 1960).

Имеющиеся материалы также показывают, что большая часть урана, поступившего в растворенном состоянии с континента, не остается в морской воде, а переходит в осадки, причем содержание его в последних в достаточной мере различно. В общем оно понижено в органогенных известковых илах и повышено в глинистых. По данным Тацумото и др. (Tatsumoto a. oth., 1959), содержание урана в органогенных известковых илах было в пределах 10^{-6} — $10^{-5}\%$ и только в кораллах оно достигало кларковых количеств ($n \cdot 10^{-4}\%$). Арагонитовые же оолиты неорганического происхождения содержали в среднем $3 \cdot 10^{-4}\%$ урана. Такого же порядка цифры были получены этими исследователями для железомарганцевых конкреций со дна Тихого и Атлантического океанов. Все это указывает, как отмечают Л. С. Евсева и А. И. Перельман (1962), на низкий коэффициент биологического поглощения урана.

Что касается крупных рек, то фоновое содержание для них колеблется в пределах от $n \cdot 10^{-7}$ до $n \cdot 10^{-6}\%$. При этом, водотоки засушливых районов обычно характеризуются более высокой концентрацией урана (обычно $n \cdot 10^{-6}\%$) по сравнению с реками влажных районов (табл. 9 б, 9 в). Для мелких речек и ручейков эта величина изменяется от $n \cdot 10^{-6}$ до

Таблица 96

Содержание урана в водах рек, протекающих по сухим степям
и пустыням (из книги Л. С. Евсеевой и А. И. Перельмана, 1962)

Реки	Место отбора проб	Содержание урана, г/л	Авторы
Сыр-Дарья (1956)	Разные пункты	$(1-5) \cdot 10^{-6}$	А. И. Перельман
Мургаб (В. Памир)	г. Мургабе	$1,2 \cdot 10^{-6}$	
Кучитанг	пос. Кучитанг	$1,4 \cdot 10^{-6}$	
Сыр-Дарья (1957)	Нижнее течение	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-5}$	И. Е. Старик и др.
Или	ст. Или	$3 \cdot 10^{-6}$	
Лепсы	Близ устья	$3 \cdot 10^{-6}$	
Аму-Дарья	г. Чарджоу	$6,4 \cdot 10^{-6}$	
Урал	Выше г. Гурьева	$3,1 \cdot 10^{-6}$	

Таблица 9в

Содержание урана в водах рек районов влажного климата
(по И. Е. Старику и др., 1958)

Река	Место отбора проб	Содержание урана, г/л
Печора	Нарьян-Мар	$3,6 \cdot 10^{-7}$
Северная Двина	Архангельск	$3,6 \cdot 10^{-7}$
Нева	Около Петрокрепости	$< 1 \cdot 10^{-6}$
Ока	Горький	$9 \cdot 10^{-7}$
Кама	Сарапул	$1,3 \cdot 10^{-6}$
Обь	Новосибирск	$1 \cdot 10^{-6}$
Ангара	Иркутск	$6 \cdot 10^{-7}$
Лена	10 км ниже Якутска	$2 \cdot 10^{-7}$
Мезень	с. Мезень	$2,3 \cdot 10^{-7}$
Голец	У впадения в оз. Имандра	$1,5 \cdot 10^{-7}$
Кемь	г. Кемь (Карельская АССР)	$2,1 \cdot 10^{-7}$
Катунь	Устье	$1,6 \cdot 10^{-6}$
Чулым	Ачинск	$< 1 \cdot 10^{-6}$
Кодор	Устье	$2,3 \cdot 10^{-7}$
Ингур	Устье	$2,7 \cdot 10^{-7}$
Рион	5 км выше устья	$7 \cdot 10^{-7}$
Алдан	У с. Уччулан	$5 \cdot 10^{-7}$
Амур	Ниже Хабаровска	$2 \cdot 10^{-7}$

$n \cdot 10^{-5}\%$. Величина же $n \cdot 10^{-4}$ известна только для таких потоков, которые размывают месторождение или ураноносную толщу. Наконец, содержание урана в некоторых шахтных водах достигает величины $n \cdot 10^{-3}\%$.

УСЛОВИЯ ПЕРЕНОСА УРАНА ПРИРОДНЫМИ ВОДАМИ И ПРОЦЕССЫ ЕГО КОНЦЕНТРАЦИИ

ФОРМА ПЕРЕНОСА УРАНА

Как было показано при разборе общих геохимических черт урана, данный элемент всегда в том или ином количестве присутствует в природных водах. В районах развития интрузивных массивов и особенно коренных месторождений это содержание резко возрастает. Моря и океаны также содержат заметное количество урана. Все это говорит о том, что на сегодняшний день перенос урана природными и, в частности, поверхностными водами можно считать доказанным. Что касается вопроса о формах этого переноса, то он, по-видимому, еще далек от своего окончательного решения. Более 10 лет назад В. В. Щербина (1957) назвал следующие возможные формы переноса урана в водах зоны гипергенеза: 1) сульфатная форма, в виде легкорастворимого сульфата уранила — UO_2SO_4 ; 2) коллоидная форма, в виде золь гидроксидов — $[UO_2(OH)_2]_1$, несущих отрицательный заряд; 3) карбонатная форма, в виде легкорастворимых комплексных карбонатов состава $Na_4[UO_2(CO_3)_3]$; 4) форма легкорастворимых комплексных щелочно-гуматных соединений.

Перенос урана в виде сульфатных соединений типичен только для кислых сульфатных вод и, как будет показано ниже, характерен для зон окисления сульфидно-урановых месторождений. Сернокислый уранил представляет собой весьма неустойчивое соединение, которое очень легко гидролизуется при понижении кислотности (уже при $pH=4,2$). Кроме того ион SO_4^{2-} легко осаждается солями бария, свинца и ряда других металлов. Все это говорит против возможности длительной транспортировки урана поверхностными водами в сульфатной форме.

Миграция урана в виде золь гидроксидов, по-видимому, достаточно распространена. По мнению А. И. Перельмана, pH большей части природных вод находится в пределах значений 6—8, когда в растворе наряду с ионами UO_2^{2+} и $UO_2(OH)^+$ присутствуют гидраты трехоксида урана в виде недиссоциированных молекул $UO_3 \cdot H_2O$ или $UO_3 \cdot 2H_2O$, склонных в водных растворах образовывать коллоидные системы. Особенно благоприятные условия для образования золь следует ожидать

при выщелачивании силикатных пород, когда рН растворов близок к нейтральному.

Что касается карбонатной формы, то в водах, содержащих ионы HCO_3^- и CO_3^{2-} , перенос вполне может осуществиться в виде диссоциированных уранилкарбонатных комплексов не только с натрием, но, как полагает А. И. Перельман, с кальцием и магнием. Причем в интервале значений рН от 4,5 до 6,5 этот перенос будет осуществляться в виде ионов $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$, в условиях же более щелочной среды в форме $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$. Благоприятным следует считать также то, что в карбонатную форму уран легко может перейти из сульфатных соединений в результате реакций их с углекислыми солями, а также и из своих гидрозолей вследствие воздействия на них углекислоты в условиях слабощелочной среды. Весьма показательно, что известняки для рассматриваемых соединений не являются осадителями. Все вышеизложенное, а также исследования последних лет позволяют считать, что в большинстве природных вод перенос урана идет в виде уранилкарбонатных комплексных соединений (Перельман и др., 1969).

Наконец, в настоящее время является уже хорошо известной возможность существования в природных условиях уранилорганических соединений, устойчивых как в кислых, так и в щелочных водах. В этой форме уран, по-видимому, способен к далекой миграции, однако вопрос этот в настоящее время изучен еще сравнительно слабо.

В целом можно считать, что формы переноса урана в природных водах достаточно разнообразны и в основном зависят от рН и химического состава воды.

ПРОЦЕССЫ КОНЦЕНТРАЦИИ УРАНА

В настоящее время можно назвать целый ряд химических реакций, приводящих к осаждению урана из водных растворов и характерных для природных условий. Таковы, например, реакции осаждения урана PO_4^{3-} , VO_4^{3-} , AsO_4^{3-} и другими анионами, в результате которых возникают фосфаты, арсенаты, ванадаты, силикаты и другие устойчивые в гипергенных условиях минералы. Очень широко развиты реакции восстановления шестивалентного урана, приводящие к осаждению труднорастворимых соединений четырехвалентного урана. Нередко осаждение урана связано процессам адсорбции и коагуляции коллоидов, в меньшей степени явлениям испарения и некоторым другим процессам.

Как отмечают Л. С. Евсеева и А. И. Перельман, гораздо чаще в природе осаждение урана является не следствием какой-либо одной химической реакции, а происходит в результате совместного воздействия ряда процессов.

В силу этого они полагают, что правильнее говорить не о каких-то конкретных реакциях осаждения, а об основных типах процессов осаждения урана в зоне гипергенеза, представляющих из себя совокупность нескольких химических и физико-химических процессов. Все эти процессы упомянутые авторы делят на две больших группы: а) процессы, в которых ведущая роль принадлежит реакциям взаимодействия пород с растворенным ураном; б) процессы, связанные с метаморфизмом химического состава вод, обусловленные изменением гидродинамических условий концентрации, влиянием испарения, смещением вод различных типов и т. д.

В горных породах почти всегда имеются вещества, способные осаждать уран. К числу важнейших из них относятся некоторые формы органического материала, сульфиды, соединения железа, фосфаты и глинистые минералы.

В настоящее время хорошо известно, что органическое вещество играет большую роль в процессах миграции и осаждения урана. Этот вопрос более подробно будет рассмотрен ниже. Здесь же мы только отметим, что механизм связывания урана органическим веществом достаточно сложен и не вполне еще выяснен. Несомненно, большое значение в нем имеют явления адсорбции, ионного обмена, процессы образования ураноорганических соединений, а также осаждения урана под воздействием восстановительных свойств органических веществ и связанных с ними газов. Мур (Moore, 1954) считает, что наряду с адсорбцией в этих условиях происходит образование металлоорганических соединений. По данным этого исследователя, полубитуминозные угли, лигниты и торф необратимо осаждают из раствора сульфата уранила 98% урана, дерево — 40%, битуминозные угли — 17%, антрацит — 34%, графит — 28%, древесный уголь — 80%, нефтесодержащие сланцы — 21%, асфальт — 10%. Многие ученые (Салаи, 1959; Вайн и др., 1959; Воскресенская, 1960; Данчев и др., 1966) весьма важным осадителем урана считают гуминовые кислоты.

Ассоциирующие в породах с органическими веществами газы, такие как сероводород, водород и метан, также благоприятствуют осаждению из растворов урана.

Механизм осаждения урана из водных растворов сульфидами изучен еще недостаточно. Л. С. Евсева и А. И. Перельман, опираясь на экспериментальные данные, предполагают, что восстанавливающее действие на уран сульфиды оказывают при неполном их окислении, когда в водном растворе образуется многокомпонентная окислительно-восстановительная система, содержащая ионы металлов и серы в различных валентностях. При кислотных значениях рН система обладает окисляющими свойствами по отношению к урану. По мере же

нейтрализации вмещающими породами она приобретает восстановительные свойства, что ведет к выпадению из раствора урана. Совместно с последним восстанавливаются и другие находящиеся в растворе металлы, такие, как, например, медь и железо.

Железо также, вероятно, является достаточно активным осадителем урана, о чем свидетельствуют многочисленные природные ассоциации урана и железа. Кроме того, наличие в породах железа часто рассматривается в качестве поискового признака на уран, как это имеет место для формации Моррисон (плато Колорадо, США). Кейс и Додд (1959) считают, что железо в качестве осадителя должно находиться в двухвалентной форме. Л. С. Евсева и А. И. Перельман полагают, что двухвалентное железо в условиях, близких к нейтральным (рН-6—8), сможет играть роль осадителя только тогда, когда в растворе помимо железа и урана будут и другие компоненты, в частности сера. Этим условиям, по их мнению, и должны отвечать природные воды, представляющие собой многокомпонентные системы. Железо способно также играть роль катализатора при процессе восстановления урана. Осаждение урана фосфатами, с одной стороны, обусловлено, как полагают многие исследователи, образованием труднорастворимых уранофосфорных соединений, а с другой — явлениями адсорбции.

Давно известно также, что способность фосфатов к связыванию урана уменьшается в присутствии карбоната кальция. Например, фосфориты, содержащие более 2% CO_2 , почти совершенно не содержат урана. Адсорбционными свойствами по отношению к уранил-иону обладают также некоторые глинистые минералы, в частности монтмориллонит.

Ряд исследователей большое значение придает процессам соосаждения урана с гидроокислами других металлов и солями. Эти явления, по их мнению, способны обеспечить выпадение урана из природных вод, обладающих ничтожной концентрацией данного элемента. Л. С. Евсева и А. И. Перельман полагают, что в окислительных условиях уран может соосаждаться с осадками большинства солей, выпадающих из природных вод: карбонатами и сульфатами кальция и магния, гидроокислами железа, марганца, меди, фосфатами кальция, кремнекислотой и другими соединениями. В восстановительных условиях — солями двухвалентного железа и других металлов, карбонатами, кремнекислотой, фосфатом кальция и сульфидами.

Из грунтовых вод осаждение урана может происходить также и вследствие испарения.

В процессе осаждения урана, как и других элементов, большое значение имеет изменение значений рН. Как показали

исследования, для природных вод характерно близкое расположение границ полей устойчивости ряда элементов, в зависимости от изменения реакции среды. Это позволяет наметить определенные их ассоциации, возникающие в процессе осаждения. Так, например, по Л. С. Евсеевой и А. И. Перельману, при осаждении в слабовосстановительных условиях возможна ассоциация V^{4+} , Cr^{3+} , Pb^{2+} , U^{4+} , U^{6+} , Sb^{3+} , Bi^0 , Fe^{2+} , As^3 , Se^0 , Cu^0 , Cu^+ и др. элементов, в сильновосстановительных — ассоциация U^{4+} , V^{3+} , Fe^{2+} , Sb^0 , As^0 , Sn^{2+} , Pb^{2+} , Se^{2-} . В восстановительных же условиях нередко возникают сульфиды железа, меди, цинка и других металлов, играющие роль парагенетических спутников соединений урана. Упомянутые авторы также полагают, что восстановление урана протекает легче в кислой среде, чем в щелочной.

Поскольку одной из возможных форм существования урана в водном растворе является коллоидная форма, естественно предположить, что какая-то его часть будет выпадать в результате процессов коагуляции. Причем, уран может осаждаться и при коагуляции коллоидов других веществ, в частности, кремниевой кислоты и железа. Одной из причин коагуляции коллоидов исследователи считают изменение гидродинамических условий природных вод — переход от активной циркуляции к застою.

Последнее время в специальной литературе широко используется понятие о геохимическом барьере (Батулин и др., 1965; Лисицын и др., 1967; Перельман и др., 1969; Зеленова и др., 1970). Наибольшее значение придается восстановительному геохимическому барьеру, под которым понимают участок резкой смены окислительной обстановки на восстановительную, где в результате быстрого понижения окислительно-восстановительного потенциала (Eh) происходит осаждение урана. Восстановительные барьеры формируются при участии анаэробных бактерий, которые, окисляя органику, снижают величину окислительно-восстановительного потенциала. Установлено, что меньше содержание урана в водах, тем более низкое значение необходимо для начала его осаждения.

В зоне гипергенеза встречается два основных типа восстановительных барьеров. Один из них образуется на участке смены богатых кислородом вод сероводородными водами. Другой — так называемый глеевый тип — характеризуется тем, что смена окислительной обстановки на восстановительную здесь происходит без участия сероводорода, вероятно, при помощи свободного водорода, являющегося продуктом микробиологических реакций. В первом случае совместно с ураном наблюдается осаждение железа и халькофильных элементов (Cu, Pb, Zn и др.). Во втором — вместе с ураном может

осаждаться селен, а также железо в виде сидерита или анкерита.

Помимо восстановительного геохимического барьера известное значение для осаждения урана могут иметь адсорбционный, испарительный и некоторые другие барьеры. В отдельных случаях может быть совмещение нескольких барьеров.

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССАХ МИГРАЦИИ И ОТЛОЖЕНИЯ УРАНА

В настоящее время известно уже большое количество рудопроявлений и месторождений урана, приуроченных к углеродсодержащим горным породам. Однако роль органических веществ в геохимическом цикле урана выяснена еще очень плохо. Все известные в настоящее время ассоциации урана с органическим материалом могут быть разделены на три основные группы: 1) урансодержащие черные морские сланцы; 2) урансодержащие угли; 3) ураноносные битумы.

К первой группе прежде всего относятся давно известные своей ураноносностью шведские квасцовые сланцы, сланцы Чаттануга и Огайо (США), сланцы Сент-Ипполит (Франция), а также подобные образования многих других районов мира. Далеко не полный перечень этих пород с указанием их возраста и данных о содержании урана приводится в табл. 10.

Таблица 10

Содержание урана в черных сланцах (по Т. Бейтсу и Э. Стролу, 1959)

Сланцы	Местонахождение	Возраст	Среднее содержание урана
Квасцовый	Швеция	Кембрий	0,0168
Ридсвилл	Пенсильвания	Ордовикский	0,0004
Чаттануга	Теннесси	Девонский	0,0062
Огайо	Огайо	Девонский	0,0010
Будфорд	Нью-Мексико	Девонский	0,0009
Гамильтон	Пенсильвания	Девонский	0,0006
Шеманг	Пенсильвания	Девонский	0,0003
Сент-Ипполит	Франция	Каменноугольный	0,1244
Аллигейни	Пенсильвания	Пенсильванский	0,0004
Канзас	Канзас	Пенсильванский	0,0016

Микроскопическое изучение сланцев показало, что они состоят из аморфного или слабо раскристаллизованного

кремнезема, в котором равномерно распределены мельчайшие включения органического вещества, местами собирающиеся в тонкие прерывистые прослои. В углистых разностях органическое вещество преобладает над кремнистым. Кроме того, порода содержит значительное количество пирита, немного гипса, кальцита, тонкого глинистого вещества и минералов из группы гидроокислов железа.

Органическое вещество сланцев в основном принадлежит к сапропелевому ряду, т. е. является продуктом преобразования планктонных организмов, состоящих существенно из белков и жиров.

Микрорадиографии шлифов этих образований показали равномерное, сильно разряженное распределение трэков на участках пластинки, совмещающихся со скоплениями органического вещества.

Химическим анализом, по данным Е. В. Рожковой, Е. Т. Разумной и др. (1959), в сланцах, кроме урана, обнаружены молибден (до 0,03%) и ванадий (до 0,2%). Распределение указанных трех элементов по фракциям приведено в табл. 11.

Таблица 11

Распределение урана, молибдена и ванадия по фракциям различного удельного веса (по Е. В. Рожковой, Е. Т. Разумной и др., 1959)

Удельный вес фракции	Выход фракции	Потеря при прокаливании	Уран, %	Ванадий, %	Молибден, %
2,1	7,7	59,1	0,18	0,34	0,09
2,1—2,2	50,1	27,7	0,09	0,23	0,07
2,4—2,5	23,8	18,9	0,06	0,18	0,03
2,5—2,6	18,4	13,9	0,05	0,44	0,06

Из таблицы видно, что наибольшее количество урана содержится в самой тонкой фракции. Кроме того, четко выступает другая закономерность, заключающаяся в возрастании содержания урана в зависимости от увеличения общего количества потерь при прокаливании, которые в данном случае характеризуют количество органического вещества во фракциях. Многочисленные попытки, предпринятые к выделению минеральной формы урана из указанных пород, не дали положительных результатов. В частности, при электролизе сланцев упомянутым исследователям не удалось перенести уран в электродные камеры, тогда как в случае присутствия в исследуемом материале окислов урана это легко дости-

гается при той же самой величине рН суспензии. Все это, по-видимому, указывает на то, что уран в рассматриваемых породах связан только с органическим веществом, причем связь эта, вероятно, носит сорбционный характер. Среди некоторой части исследователей (Бейтс, Строл, 1959) существует мнение, что подобные связи уран имеет не только с органическим материалом, но и с тонкозернистой неорганической основной массой породы. Указанные исследователи предлагают даже уравнение, при помощи которого можно выяснить содержание урана в черном сланце, исходя из количества главных компонентов в породе.

Е. В. Рожкова, Е. Т. Разумная и др. на основании экспериментов по сорбции урана установили, что основными факторами, влияющими на этот процесс, следует считать концентрацию урана в растворе, рН и солевой состав той среды, из которой осуществляется сорбция. Что касается условий морского бассейна, то, по их мнению, особенно широкого развития этот процесс там иметь не должен, так как этому будет препятствовать значительно повышенная величина рН (7—8) морской воды, а также и то, что часть урана здесь будет представлена ионами карбонатного комплекса, которые не сорбируются на органическом веществе вследствие совпадения знаков их зарядов.

Таким образом, приведенный выше материал показывает, что между органическими компонентами сланца и ураном имеет место скорее физическое, чем химическое взаимодействие. Хорошо известно, что органическое вещество способно создавать химические условия, приводящие к осаждению урана из морской воды. Например, разложение органического вещества в восстановительных условиях ведет к образованию сероводорода, который способен восстанавливать ион уранила до нерастворимой двуокиси урана. Углеродистое вещество в данном случае будет иметь только косвенное взаимодействие с ураном. Однако, многие исследователи считают, что полностью исключить возможность химического взаимодействия между ураном и органическим веществом едва ли возможно. Как сообщают Бреггер и Дьюл, некоторые органические частицы сланцев Чаттануга произошли из наземных растений. Исходя из этого, авторы предполагают, что какая-то часть урана попала в сланец в результате химического взаимодействия с гуминовыми соединениями, происходящими из наземного угля или углефицированных стволов, которые обмывались водами того бассейна, в котором происходило формирование осадка.

Представление о преимущественной связи урана с органическим веществом гумусового ряда весьма распространено среди исследователей (Вайн, 1950; Салаи, 1959; Данчев и др.,

1966). Ураноносность углей отдельных районов мира в настоящее время хорошо известна исследователям. Многие из них уже сейчас рассматриваются, как весьма реальные источники урана. Однако формы нахождения интересующего нас элемента в углях до самого последнего времени выяснены очень слабо, и этот вопрос по сей день носит дискуссионный характер. Все многочисленные высказывания, приведенные в довольно обширной литературе, распределяются между следующими тремя точками зрения:

1) уран в углях в виде гуматов уранила или других органических соединений;

2) уран присутствует в основном в форме диспергированных окислов;

3) уран в углях находится в сорбированной форме.

Изучение вещественного состава ураноносных углей, проведенное советскими исследователями (З. А. Некрасова, 1957, 1959, и др.), показало, что уран присутствует в них в форме собственно урановых минералов или в тонкодисперсной минералогически недиагностируемой форме. Наиболее распространенными минералами являются урановая смолка и урановая чернь. При этом смолка часто встречается в окисленных частях угольных пластов, где ее сохранность, по-видимому, объясняется защитным действием окружающего органического вещества. Весьма характерным является приуроченность урановой смолки к скоплениям пирита и ассоциация ее с глинистым веществом. В последнем случае наблюдается, как показали микроскопические исследования, тончайшее взаимное прораствание. Причем смолка обычно образует сферические или овальные выделения размером порядка тысячных долей миллиметра.

Отличительной особенностью состава урановой смолки, как отмечает З. А. Некрасова, является постоянное присутствие органического вещества и значительных количеств Al_2O_3 , SiO_2 , CaO , MoO_3 . Кроме того в ней наблюдается повышенное содержание Th и редких земель и очень низкое содержание свинца.

Урановая чернь заметных скоплений не образует. Она обычно развивается в виде тонких налетов по трещинам, а также в форме тонкодисперсных вкраплений, часто ассоциируя с каолинитом и мельниковитом. Помимо урана в черни содержится значительное количество SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO и органического вещества.

В целом, как отмечает З. А. Некрасова (1959), на долю минералогически диагностируемых окислов приходится не более 50% общего содержания урана в угле. Для выяснения формы, с которой связана другая часть урана, было проведено тонкое измельчение угля с последующим разделением мате-

риала по фракциям и тщательным их изучением. В выделенных тяжелых фракциях рентгеноструктурным анализом устанавливалось присутствие смолки. Более того, почти всегда, когда в пробе или фракции содержалось более 5% урана, рентген в ней устанавливал присутствие структуры смолки. Исследования установили также четкую прямую зависимость содержания урана от величины зольности угля. Изучение состава зольной части показало, что обогащенные ураном угли в отличие от бедных характеризуются более высоким содержанием Al_2O_3 , SiO_2 и Fe_2O_3 . Эту особенность упомянутые исследователи связывают с наличием в богатых углях алюмокремневого геля. В табл. 12 показано соотношение элементарного состава углей и количества присутствующего в них урана.

Таблица 12

Изменение элементарного состава фракций углей в зависимости от концентрации в них урана (по З. А. Некрасовой, 1959)

№ образца	Удельный вес фракции	Зональность, %	Содержание урана, условные единицы	Содержание, пересчитанное на горючую массу, %	
				C _г	(O+N+S) _г
1*	1,6	12,00	134	75,00	—
	1,6—2,0	22,00	644	66,00	—
	2,5	66,77	343	50,46	45,12
	1,4	3,7	43	72,50	—
2	1,4—1,5	7,58	91	70,38	25,95
	1,7—1,8	22,80	322	68,00	—
	1,8—2,9	47,27	640	60,81	35,06
3 ^x	1,5	8,04	32	68,39	26,82
	1,8	12,66	1122	61,33	35,40
	2,9	81,00	4600	51,50	—
4	Исходная проба	32,16	102	67,84	29,06
	1,8—2,0	45,21	657	61,58	32,26
12	Исходная проба	13,00	1	82,00	—

* — пробы, в которых основная часть урана представлена окислами.

Из таблицы видно, что повышение в углях концентрации урана сопровождается уменьшением содержания в их составе углерода и повышением количества кислорода. Все это свидетельствует о более высокой степени окисленности органиче-

ского вещества углей, богатых ураном по сравнению с бедными.

На табл. 13, заимствованной у З. А. Некрасовой (1959), приведены результаты опытов по выщелачиванию урана из углей 2%-ным раствором NaOH в зависимости от содержания гуминовых кислот.

Таблица 13

№ пробы	Содержание гуминовых кислот, %	Выход урана в щелочной раствор (в % от исходного содержания)	Примечание
13	46	50,0	Пробы углей зоны окисления
14	15	85,0	
20	48	50,0	
21	47	37,0	
22	18	10,0	
23	8	1,0	
24	40	20,0	
25	Следы	0	Пробы углей с глубоких горизонтов месторождения. Проба углей, обогащенных настураном
4	Следы	2,0	
26	Следы	0,4	
27	Следы	0,2	
28	Следы	0	
6	Следы	0,2	

Из приведенной таблицы видно, что гуминовые кислоты в неокисленных углях практически отсутствуют. По указаниям упомянутого автора, ни в одной из проб, взятых с глубины 150 и более метров, гуминовых кислот вообще не было встречено. Такое распространение этих кислот, по мнению З. А. Некрасовой (1959), может свидетельствовать только об их вторичном происхождении связанном с процессами выветривания углей.

Второй особенностью, бросающейся в глаза при анализе этой таблицы, является то, что выщелачиваемость урана зависит от присутствия в углях гуминовых кислот. У неокисленных углей, практически лишенных гуминовых кислот, наблюдается ничтожная извлекаемость урана, в то время как из углей, содержащих более 15% гуминовых кислот, извлекаемость бывает высокой, достигая 85% от общего содержания урана. Однако четкой прямой зависимости выхода урана от увеличения содержания гуминовых кислот установить не удается.

так же как не удается наметить корреляцию между содержанием в углях урана и гуминовых кислот. Наряду с разностями, богатыми обоими указанными компонентами, известны угли, обладающие повышенным содержанием какого-либо одного из двух компонентов.

Опыты, кроме того, показали, что при высокой выщелачиваемости урана из окисленных углей в раствор переходит и некоторое количество гумусовых кислот, а это дает возможность исследователям предполагать присутствие в углях из зоны окисления гуматов уранила или других каких-либо ураноорганических соединений.

На основании приведенного материала исследователи приходят к выводу, что основная масса урана в углях находится в форме окислов. Присутствие же ураноорганических соединений, по крайней мере по мнению З. А. Некрасовой, не вызывает больших сомнений только для углей зоны окисления.

Подавляющее большинство советских и зарубежных ученых сходятся на том, что отложение урана происходило главным образом после формирования углей и связано с циркуляцией в угленосных толщах подземных вод. Уран здесь, по-видимому, восстанавливался органическим веществом или сероводородом. Большую роль в отложении урана, как уже отмечалось, многие исследователи придают процессам сорбции. В частности, Е. В. Рожкова, Е. Г. Разумная и др. (1959) полагают, что наиболее благоприятные условия для сорбции урана создаются в торфяниках, где гумусовое вещество и растительный материал будут обладать большой сорбционной емкостью по отношению к урану, переносимому грунтовыми водами. Они также полагают, что при переходе из шестивалентного состояния в четырехвалентное уран будет терять сорбционную связь, сбрасываться с сорбента и при дальнейших преобразованиях создавать окисные соединения. Та часть урана, которая при этом удержится еще в сорбированной форме, будет сброшена при дальнейших процессах метаморфизма.

В последние годы исследователи как в Советском Союзе, так и за границей уделяют все больше и больше внимания изучению ураноносных битумов. В соответствии с имеющимися в литературе данными эти образования по природе ураноносности можно разделить на три категории. К первой из них относятся битумы, ураноносность которых связана с ураноносностью материнских нефтей. Подобные образования хорошо описаны А. Пирсом и другими (1959) для ряда районов США (доломиты и песчаники района известного рифа Кэптен в Север-Риверс-Хилл, Нью-Мексико, нефтеносные породы рудного поля Панхендл в Техасе и др.). Детальные исследования позволили установить в их составе присутствие али-

фатических соединений, образование которых связывается с органическими кислотами и другими кислородсодержащими веществами, имеющимися в нефти и нефтяных водах. Рентгенометрические исследования в большинстве случаев не обнаруживают в этом материале присутствия минеральной формы урана. Там же, где был встречен уранинит, выделения его имели крайне малые размеры и, по мнению упомянутых исследователей, вполне могли образоваться в результате последующего изменения органометаллического соединения — типа уранового фталата. Сами битумы рассматриваются как производные органических эфиров, кислот и других подобных образований, связанных с нефтью. Считается, что первоначальная структура и состав этих битумов постепенно изменялись в зависимости от степени радиации, которой они подвергались.

Ко второй категории принадлежат битумы нефтяного происхождения, ураноносность которых носит эпигенетический характер и связывается с деятельностью инфильтрационных процессов. Подробное описание некоторых таких битумов приведено в работах А. И. Зубкова (1960), В. Н. Холодова, А. К. Лисицина и др. (1961). Отсутствие генетической связи ураноносности битумов с материнской нефтью доказывается тем, что ее остатки в битумах и в подстилающих породах не содержат уран. Описываемые битумы характеризуются следующими чертами: 1) присутствием в своей массе сульфидов таких, как пирит, мельниковит, халькопирит, галенит и блеклая руда; 2) высоким содержанием органической серы, достигающим величины 30,7%; 3) наличием двух форм проявления урана. Первая форма представлена тонкорассеянным ураном (микрорадиография шлифа показывает густой войлок α -треков). После двухчасового выщелачивания 10% HCl из тонкоизмельченного материала извлекается 30% общего содержания урана. Вторая форма характеризуется точечным или прожилковым распределением урана (точечное распределение α -треков на микрорадиографии). После двухчасового выщелачивания тем же реактивом происходит полное извлечение металла. А. И. Зубков считает, что в первом случае имеет место либо чрезвычайно тонкое распыление смолки в битуме, либо уран находится в сорбированной форме. Во втором же случае, по-видимому, проявляется урановая смолка, обладающая значительно более высоким кислородным коэффициентом, чем первая. К сожалению, данных рентгеноструктурного анализа упомянутый исследователь не приводит.

К третьей категории могут быть отнесены битумы, ураноносность которых связана с деятельностью гидротермальных растворов. Эти битумы залегают среди эффузивов палеозоя (И. В. Дуброва, 1961) или среди пород прибрежных и конти-

ментальных фаций мезозоя (Келли, Керр, 1959). Характерной чертой их распределения является приуроченность к структурным элементам вмещающих пород — разломам, трещинам, межпластовым поверхностям, контактам различных толщ и т. д. Ураноносностью обладают только те битумы, которые находятся в пределах зон гидротермальной минерализации, причем минеральная форма урана в них не всегда устанавливается.

Помимо описанных ураноносных органических веществ, в различных местах земного шара уран встречается в углеродистых образованиях неизвестного происхождения. Наиболее широко распространенным подобным образованием является тухолит. Кроме того, в литературе фигурируют такие названия, как карбуран, карбон и ряд других. Возможно, в какой-то мере правы Бреггер и Дьюл (1959), указывающие, что большое разнообразие названий, применяемых к однотипным образованиям, является результатом недостаточной взаимной информации.

Термин «тухолит», как указывают Г. Р. Хокстра и Л. Г. Фачс (Hoekstra, Fuchs, 1960), впервые был применен Иллсворсом (Ellsworth) для радиоактивной составной части пегматита из Онтарио. Название происходит от комплекса элементов, являющихся основной составной частью вещества: Th, U, С, Н, О. Почти одновременно под названием карбурана был описан Лабунцовым (1927) радиоактивный углеводородный материал, обнаруженный в пегматитах Северной Карелии и внешне весьма сходный с тухолитом.

В последние годы, как отмечают некоторые исследователи, термин «тухолит» приобрел собирательное значение. Большинство зарубежных ученых (Davidson, Bowie, 1951; Liebenberg, 1955, 1959; Ramdohr, 1955 и др.) под ним понимают гетерогенную смесь уранинита и углеводорода. Причем У. Либенберг, в течение длительного времени занимающийся изучением минералогии руд Витватерсранда, указывает на наличие в тухолите следов энергичного замещения углеводородом первичных (детритовых) зерен уранинита. Освобожденный в процессе этого замещения уран образует вторичный уранинит, часто встречающийся или в самом тухолите или в непосредственной близости от него.

Хокстра и Фачс (1960), изучавшие тухолит из рудника Беснер в Онтарио, пришли к выводу, что он представляет собой результат воздействия на уранинит водных растворов, содержащих органическое вещество. Растворы возможно имели характер нефте-водяной эмульсии. Тухолит, по мнению упомянутых исследователей, обеднен по сравнению с исходным материалом, ураном, свинцом и некоторыми другими относительно растворимыми окислами, но обогащен алюминием,

железом, магнием и кремнием. Жидкие и твердые углеводороды, присутствующие в тухолите, по их мнению, имеют органическую природу, но не сингенетичны с органической фракцией тухолита.

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Поведение урана здесь зависит от тех же региональных и местных факторов, которыми, по мнению Г. Шнейдергена (Schneiderhöhn Н., 1924) и С. С. Смирнова (1951), определяется поведение любого элемента в зоне окисления.

К региональным факторам, как известно, упомянутые исследователи относят климат, морфолого-тектонические факторы и общие особенности металлогении и химизма вод района. Среди местных факторов ведущее значение имеют: характер данного рудного тела (его состав, структура и текстурная структура первичных руд), условия залегания, а также характер боковых пород.

Из климатических факторов определяющими являются среднегодовая температура и количество осадков. Чем ниже среднегодовая температура, тем при прочих равных условиях процессы окисления идут хуже. Например, в известных месторождениях района Большого Медвежьего озера в Канаде неокисленная урановая смолка встречается прямо на поверхности. В месторождениях же Португалии до глубины 100 м имеется проработанная зона окисления, в которой встречаются только уранофосфаты. Хорошо развита зона окисления в африканском месторождении Шинколобве.

Количество осадков имеет также очень большое значение. В этом отношении наиболее благоприятны для развития процесса окисления какие-то средние условия. В сухом климате, например, окисление будет плохо развиваться, так как ничтожное количество атмосферных вод будет доставлять к первичным рудам очень мало кислорода, являющегося на первых этапах развития процесса основным окислителем. В очень влажном климате с большим количеством осадков неизбежно произойдет сильное понижение концентрации сульфатных растворов, в силу чего окисляющая деятельность их резко понизится. Опыт изучения зоны окисления показывает, что наиболее благоприятными являются условия тропического климата с периодическим выпадением осадков, с чередованием влажных и засушливых периодов. Однако работами последних лет как отечественных, так и зарубежных исследователей можно считать установленным, что зона окисления урановых месторождений может интенсивно развиваться и в умеренном климате, правда, при условии значительной сульфидности первичных руд. А. Г. Бетехтин (1959), напри-

мер, считает, что наиболее благоприятные условия для формирования зоны окисления будут в условиях умеренно теплого климата, при значительном количестве осадков.

Общеизвестно, что сильно расчлененный рельеф не является благоприятным для развития процесса окисления, так как здесь главная масса атмосферных вод будет скатываться по поверхностным стокам, а не инфильтрироваться в глубь земли и не омывать рудное тело. Считается, что наиболее оптимальные условия возникнут в том случае, когда поверхность будет иметь характер пенеplена.

Совершенно естественно, что общий характер металлогении и общие особенности химизма вод района накладывают определенный отпечаток на ход всего процесса окисления в данной местности.

Среди факторов, определяющих характер окисления в данном рудном теле, исключительно большое значение имеет состав первичных руд. Прежде всего, важно, чем представлена первичная урановая минерализация, так как известно, что при прочих равных условиях скорость разложения урановых и урансодержащих минералов возрастает от титано-ниобатов к ураниниту и урановой смолке. Кроме того, исключительно большое значение имеет парагенезис урановых минералов в первичных рудах. Особенно важно здесь присутствие или отсутствие пирита, так как от этого зависит, в конечном счете кислотность растворов в зоне окисления, которая является, как известно, определяющей для хода всего процесса окисления. Например, если взять обычные гранитные пегматиты, лишенные сульфидов, то в них будет развиваться щелочной процесс выветривания, обусловленный освобождающимися Na_2O , K_2O , CaO и очень слабыми кислотными свойствами SiO_2 . В водных растворах будут присутствовать NaHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Na}_2\text{Si}_4\text{O}_9$ и частично коллоидная кремнекислота. Процесс выветривания уранинита в этих условиях будет заключаться в замещении его с поверхности или по трещинам гуммитом, представляющим собой в основном механическую смесь кюрита — $2\text{PbO} \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и соддита — $12\text{UO}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$, обладающим преимущественно ярко-оранжевой или красной окраской. Упомянутый минерал в ходе дальнейшего развития процесса легко переходит в уранофан или уранотил. Этот минерал широко распространен и встречается в пегматитах Санкара (Ю. Индия), Флиндер Рендж (Ю. Австралия), Северной и Южной Каролины в США, на территории Советского Союза и в других местах.

При окислении смолковых руд арсенидного или карбонатного типов нередко образуется карбонат урана — ураноталит — $2\text{CaO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 3\text{CO}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Он развивается или непосредственно по смолке, или в трещинах соседних зерен каль-

пита, или, наконец, по границе выделений настурана и кальцита (Шнееберг в Саксонии и др. места).

В. В. Щербина (1959) приводит следующие стадии окисления урановой смолки в слабокислых, нейтральных и щелочных условиях:

1. Настуран $[UO_2 \cdot nUO_3] \longrightarrow$ скупит $[4UO_3 \cdot 9H_2O] \longrightarrow$
 \longrightarrow содит $[(UO_2)_5(SiO_4)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O] \longrightarrow$ уранофан \rightarrow
 $[Ca(UO_2)_2Si_2O_7 \cdot 6H_2O]$.

2. Настуран $[UO_2 \cdot nUO_3] \longrightarrow$ кюрит $[2PbO \cdot 5UO_3 \cdot$
 $\cdot 4H_2O] \longrightarrow$ казолит $[PbO \cdot UO_3 \cdot SiO_2 \cdot H_2O] \longrightarrow$ парсонит
 $[Pb_2(UO_2)(PO_4) \cdot 2H_2O] \rightarrow$ торбернит $[Cu(UO_2)(PO_4)_2 \cdot$
 $12H_2O] \longrightarrow$ отенит $[Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10H_2O] \longrightarrow$ уранофан
 $[Ca(UO_2)_2Si_2O_7 \cdot 6H_2O]$.

Если же в парагенезисе со смолкой находятся сульфиды, особенно пирит, да еще в значительном количестве, что имеет место при наличии сульфидного типа руд, то при окислении такой массы будет образовываться свободная серная кислота, являющаяся прекрасным окислителем и растворителем урановых минералов. При испарении возникших сульфатных ураноносных растворов происходит выпадение сернокислых солей урана, представленных серией двойных сульфатов, таких как иоганнит — $CuO \cdot 2UO_3 \cdot 2SO_3 \cdot 7H_2O$, меджидит — $CaO \cdot UO_3 \cdot 2SO_3 \cdot 15H_2O$, урачоальцит — $CuUO_4 \cdot CaSO_4 \cdot H_2O$ (самостоятельное существование которого в настоящее время многими исследователями отрицается) и некоторых других.

Активным окислителем и растворителем первичных урановых минералов также является сульфат окиси железа, роль которого возрастает пропорционально увеличению количества пирита в первичных рудах. При окислении богатых дисульфидами железа урановых руд мы будем наблюдать ту же картину, что и при окислении любых сульфидных, обогащенных пиритом руд, т. е. будут возникать полосы осветленных пород, губки, участки лимонитизации и так далее. (Черепнин, 1961, 1965; Шахов, 1960).

В отношении упомянутых выше сульфатов урана следует отметить, что, как показали наблюдения, они являются мало устойчивыми образованиями и при некотором понижении концентрации растворов способны вновь раствориться для того, чтобы опять выпасть на некотором расстоянии. В связи с этим упомянутые образования наиболее типичны для зон окисления месторождений, находящихся в настоящее время в условиях жаркого и сухого климата, развиваясь в виде охр и выцветов в пустотах. В умеренном климате они встречаются в старых сухих выработках, пройденных выше уровня грунтовых вод. Есть указания также на то (Бетехтин, 1959), что сульфаты урана встречены в ледяных жилах, развитых в древней замо-

роженной зоне окисления; здесь они вькристаллизовывались между зернами льда.

Часто совместно с сульфатами возникают карбонаты урана, являющиеся, по мнению ряда исследователей (Бетехтин, 1959, и др.), более устойчивыми образованиями. Известны также в этих условиях сложные соединения типа сульфаткарбонатов натрия, кальция и уранила. Однако наиболее типичны они, особенно шрёкингерит — $\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{CaCO}_3 \cdot (\text{UO}_2)\text{CO}_3 \cdot \text{NaSO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, для зон окисления осадочных месторождений, залегающих в известняках. Причем, обилие шрёкингерита характеризует начальные стадии развития зоны окисления.

Наиболее устойчивыми солями уранила в рассматриваемых условиях являются соли слабых кислот, например, мышьяковой, фосфорной, ванадиевой и угольной. Уранил с этими солями дает ряд простых соединений, таких как трёггерит — $\text{UO}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, ферганит — $3\text{UO}_3 \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, фосфуранилит — $(\text{UO}_2)_3 \cdot (\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, рётзерфордин — UO_2CO_3 (?) и им подобные. Однако чаще возникают здесь не простые соли, а двойные с кальцием, медью, свинцом, железом, калием и другими катионами. Следует иметь в виду, что шестивалентный уран в форме уранила в изоморфные смеси не входит, так как он в виде комплекса $(\text{UO}_2)^{2+}$ обладает высокими поляризуемыми свойствами, которые не позволяют ему входить в чужие кристаллические решетки.

Что касается арсенатов, то они появляются в зонах окисления тогда, когда первичные руды содержат мышьяк, причем наличие арсенатов еще не является указателем на арсенидный тип первичного оруденения. Там может быть просто осульфидная ассоциация с арсенопиритом или блеклыми рудами, а то и с тем и другим вместе. Только в тех случаях, когда в зоне окисления совместно с арсенатами урана развиваются эритрин и аннабергит, можно говорить, что первичное оруденение представлено пятиэлементной формацией.

Возникновение фосфатов связано с наличием в зоне окисления фосфорной кислоты. Апатит в том или ином количестве присутствует очень во многих породах. Под действием свободной серной кислоты, образующейся в сернокислых растворах зоны окисления, этот минерал может быть разложен, например, по следующей реакции: $5\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F} \longrightarrow 5\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 3\text{H}_3\text{PO}_4$.

Ванадаты, главным образом карнотит, туямунит и ферганит широко распространены в зонах окисления урановых месторождений осадочного типа. Источником ванадия здесь, по-видимому, следует считать органические остатки. Определенное влияние на распределение указанных соединений оказывают последующие инфильтрационные процессы. В зонах

окисления эндогенных месторождений ванадаты встречаются довольно редко. Исключением в этом отношении является месторождение Туя-Муюн.

Силикаты урана также нередко имеют широкое развитие в зонах окисления сульфидно-урановых руд. Наиболее часто встречаются: уранофан — $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, казолит — $\text{PbO} \cdot \text{UO}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и гяалит. Последний присутствует почти во всякой зоне окисления. В связи с чем его обнаружение может рассматриваться в качестве достаточно хорошего поискового признака на гидротермальные месторождения урана. Он представлен тонкими налетами, корочками, примазками. Появление кремневой кислоты следует связывать с воздействием серной кислоты сульфатных растворов на существенно полевошпатовые боковые породы. Более или менее интенсивно этот процесс может пройти только при наличии достаточно концентрированных растворов, что, в свою очередь, при прочих равных условиях, будет зависеть от степени пиритности первичных руд.

Ряд американских геологов (Walker, 1963 и др.) отмечает, что в целом ряде зон окисления жильных месторождений уранил-фосфаты и силикаты являются более характерными, чем уранил-ванадаты и арсенаты.

В тех случаях, когда в составе первичных руд присутствует молибденит, находящийся в тесном сростании с урановой смолкой, в зоне окисления нередко возникает некоторое количество молибдатов уранила.

Помимо рассмотренных факторов окисления, по-видимому, следует иметь в виду возможность проявления процесса бактериального разложения урановых руд. Правда каких-либо определенных данных на этот счет в опубликованной литературе пока не имеется. Однако, учитывая накопленный материал по сульфидным рудам (Szolnoki, Vognar, 1964; Каравайко и др., 1967; и др.), уже сейчас можно говорить если не о прямом, то во всяком случае о косвенном воздействии этого явления на развитие процесса окисления руд сульфидно-смолковой ассоциации.

Приведенный выше материал позволяет сделать вывод о том, что основным переносчиком урана в зоне окисления сульфидно-урановых месторождений являются сульфатные растворы. В зоне окисления месторождений карбонатно-уранового типа эту роль будут играть углекислые соединения, что касается месторождений арсенидной формации, то здесь, по-видимому, могут иметь место оба случая. В участках, более или менее обогащенных сульфидами, при их окислении существенное значение будут иметь сульфатные растворы, в рудных телах, богатых карбонатами, — карбонатные.

При определенных условиях миграция урана в зоне окис-

ления, как указывает В. В. Щербина (1959), может осуществляться в виде солей гидроокиси и комплексных солей органических кислот. Эти две формы миграции, по-видимому, должны иметь существенное значение в зонах окисления осадочных месторождений.

В ходе формирования зоны окисления обычно происходит изменение химизма среды. Так, например, нейтральные и слабощелочные условия часто сменяются сернокислыми и наоборот, что обуславливает определенную стадийность в развитии процесса окисления. Г. С. Грицаенко и др. (1959) выделили следующие три основные стадии формирования зоны окисления сульфидно-урановых месторождений: 1) гидроокисно-силикатную; 2) слюдковую; 3) собственно силикатную.

Первая стадия, по их мнению, характерна только для карбонатных руд, при окислении которых создается щелочная среда, благоприятствующая подвижности кремнезема и осаждению урана в форме силикатов уранила. Специфика второй стадии создается окислением основной массы сульфидов, следствием чего является кислый характер растворов и образование разнообразных слюдок. Третья, силикатная стадия, указывает на новое повышение рН растворов, которое наступает по мере израсходования сульфидов. В эту стадию образуются небольшие количества скупита и параскупита.

Верхняя часть зоны окисления, в которой наиболее полно проходят процессы окисления и выщелачивания первичного материала, обычно носит название подзоны полного окисления. Г. С. Грицаенко и др. выделяют ряд минералогических типов таких подзон, отдельно для месторождений собственно урановых и сульфидно-урановых руд, именуя их ошибочно зонами. В первом случае, по их мнению, формируются гидроокисно-силикатные и собственно силикатные подзоны, во втором — силикатно-слюдковые, собственно-слюдковые, слюдково-лимонитовые и собственно-лимонитовые подзоны.

При формировании подзон первого типа урановая смолка переходит в гидронастуран, а затем в простые и двойные гидроокислы шестивалентного урана такие, как ургит, беккерелит, кюрит, фурмарьерит и др. На смену им в дальнейшем приходят силикаты уранила.

Подзоны второго типа характеризуются резким преобладанием уранила, наряду с присутствием небольшого количества гидроокислов урана и слюдок. В качестве характерных минералов указываются уранофан, уранотил, казолит. Отмечаются также складовскит, бариевый уранофан, соддит и др. Из слюдок в основном развиваются фосфаты, но встречаются и арсенаты. Более обильны, чем в первом типе, гидроокислы железа.

Слюдковые подзоны отличаются наибольшим разнообра-

нием минеральных видов. Они характерны для сульфидно-смолковых руд, в которых присутствуют сульфиды свинца, меди, цинка, мышьяка, железа и других металлов. Среди жильной массы обычно развиты карбонаты, благоприятствующие осаждению вторичных минералов. Наряду с разнообразными урановыми слюдками в данных условиях широко распространены малахит, азурит, церуссит и другие продукты окисления сульфидов.

При высокой степени пиритности первичных сульфидно-смолковых руд возникают слюdkово-лимонитовые и лимонитовые подзоны.

Низкие значения рН (меньше 4) обуславливают интенсивное выщелачивание урана из пределов подзоны полного окисления. Л. С. Евсеева и А. И. Перельман (1962) указывают, что содержание урана в водах в этом случае может достигать целых граммов в литре, сопровождаясь нередко значительной примесью PO_4^{3-} , AsO_4^{3-} , Cu^{2+} , Pb^{2+} , SiO_2 . Характерно, что главная масса урана осаждается из раствора минералами-адсорбентами (главным образом гидроокислами железа).

Глубина окисленной зоны на урановых месторождениях может быть различна в зависимости от конкретной обстановки. Иногда при наличии особенно благоприятных условий формирования она измеряется сотнями метров.

В мощных и хорошо проработанных зонах окисления имеет место энергичное перераспределение металла, в результате которого происходит образование ряда подзон (горизонтов), характеризующихся совершенно специфическим комплексом минералов, являющихся отражением тех или иных особенностей физико-химической обстановки. В современной литературе известен целый ряд схем строения вторичных зон урановых месторождений. На табл. 13а приведены наиболее известные схемы советских авторов для сульфидно-урановых месторождений.

Как видно из указанной таблицы, во всех трех приведенных схемах имеется много общего. Прежде всего, во всех их принято пятичленное деление вторичных образований. Другой общей чертой является выделение всеми авторами в верхней части разреза характерного горизонта урановых слюдок. Причем, по мнению А. А. Черникова, в месторождениях, залегающих в альбитофирах, этот горизонт обычно венчает весь разрез. В этом случае основной минерал горизонта—торбернит вблизи дневной поверхности часто замещается отенитом. Наконец, во всех трех схемах самым нижним членом разреза является горизонт регенерированных урановых черней, представляющий собой зону цементации урановых месторождений.

Наибольшее различие в приведенных схемах выступает в связи с отношением авторов к формированию подзоны выще-

лачивания. Так, например, В. Г. Мелков считает, что такая четко выраженная подзона имеет место, развиваясь между подзоной урановых слюдок и подзоной остаточных черней. Согласно взглядам А. А. Черникова, подзона выщелачивания не является обязательным членом разреза зоны окисления сульфидно-урановых месторождений. Он полагает, что она образуется в каких-то совершенно специфических условиях. По мнению этого же исследователя, выделенная В. Г. Мелковым существенно уранофановая подзона гидросиликатов также не имеет регионального развития.

Таблица 13а

Вторичная зональность сульфидно-урановых месторождений

Вторичные подзоны (горизонты)

№ п/п	по В. Г. Мелкову (1957)	по Г. С. Грицаенко и др. (1959)	по А. А. Черникову (1962)
1	Подзона гидросиликатов урана (уранофан, бета-уранотил)	Горизонт урансодержащих лимонитов или силикатов и гидроокислов урана	Подзона гидроокислов и сульфат-карбонатов урана (часто отсутствует)
2	Подзона урановых слюдок (преимущественно отенит)	Горизонт урановых слюдок (иногда вместо слюдок развивается остаточная чернь)	Подзона урановых слюдок (преимущественно торбернит)
3	Подзона выщелачивания, лишенная минералов урана	Горизонт урановых черней (часто присутствует настуран)	Переходная подзона (слюдко-черневая)
4	Подзона остаточных черней	Настурановый горизонт	Подзона остаточных черней
5	Горизонт регенерированных урановых черней		

Иное строение зоны окисления нам приходилось наблюдать у сульфидно-смолковых рудных тел, залегающих в известняках и находящихся в условиях гумидного климатического пояса. Характерной чертой такой зоны окисления является отсутствие в ее составе слюдковой подзоны. Здесь на горизонте остаточных черней непосредственно залегает подзона урансодержащих лимонитов, полностью лишенная вторичных урановых минералов. По своему характеру описанная зона окисления ближе всего стоит к лимонитовому типу Л. Н. Беловой (табл. 13б).

Представление о вторичной зональности жильных урановых месторождений США дает рис. 4, заимствованный из работы Дж. Уолкера и др. Из приведенной схемы видно, что ближе всего к первичному оруденению находится регенерированная чернь, затем располагаются гидроокиси и гидратные

окиси урана. Самая верхняя часть зоны окисления обычно сложена уранил-фосфатами, ванадатами, молибдатами и арсенатами, среди которых иногда встречаются уранил-сульфа-

Таблица 136

Классификация зон окисления гидротермальных урановых месторождений
(из работы Л. Н. Беловой. 1968***)

Группа зон окисления	Группа урановых месторождений	Тип зон окисления	Особенности зон окисления
1	Собственно урановые месторождения и уран-молибденовые без сульфидов	Гидроокисно-силикатная, силикатная	Сохранение морфологических форм выделения первичных руд. Отсутствие зоны вторичного обогащения
2	Собственно урановые месторождения и уран-молибденовые с сульфидами	Силикатно-слюдковая. Силикатная, слюдковая. Лимонитовая	Наличие минералов-спутников, характерных для сульфидных руд Зона вторичного обогащения незначительная или отсутствует. Зона вторичного обогащения может быть интенсивно выражена
3	Молибден-урановые месторождения с преобладанием молибденита Свинцово-урановые или свинцовые Собственно урановые месторождения, представленные только зоной окисления	Уранмолибдатная Свинцово-уран-фосфатная или арсенатная Слюдковая	Возможна зона вторичного обогащения Первичные минералы урана могут отсутствовать Отсутствие минералов-спутников, характерных для сульфидных месторождений. Первичные минералы урана могут отсутствовать

ты и уранил-карбонаты. По мнению упомянутых исследователей, уранил-сульфаты и уранил-карбонаты вообще чрезвычайно редки в зонах окисления жильных месторождений. Исключением в этом отношении является африканское месторождение Шинколombe (рис. 4 а).

Формирование зоны окисления экзогенных месторождений урана значительно отличается от описанных выше процессов. Это отличие прежде всего определяется тем, что растворы, циркулирующие в верхней части экзогенных месторождений,

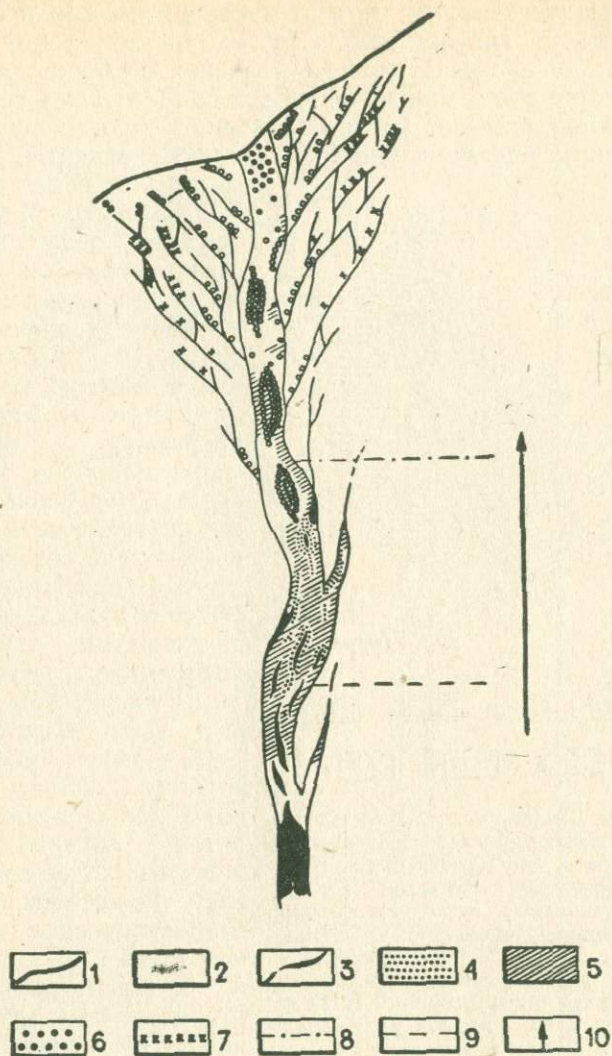


Рис. 4. Схема вторичной зональности жильных урановых месторождений США (из работы Дж. Уолкера и др., 1963). 1 — дневная поверхность; 2 — неураноносные выполнения жилы; 3 — первичная (существенно смоловая) минерализация; 4 — сажистая и регенерированная урановая чернь; 5 — гидроксидные гидраты уранила; 6 — уранил-силикаты, ванадаты, арсенаты и фосфаты; 7 — уранил-сульфаты и карбонаты; 8 — приблизительная граница распространения минералов четырехвалентного урана; 9 — приблизительная нижняя граница распространения минералов шестивалентного урана; 10 — возрастающий окислительный потенциал

в большинстве случаев имеют менее кислый характер, так как содержание дисульфидов в рудах обычно мало. Местами окисление протекает даже в условиях щелочной среды. Возникающие здесь минеральные ассоциации также специфичны. Например, широкое распространение ванадия в рудах многих осадочных месторождений обуславливает развитие уранована-

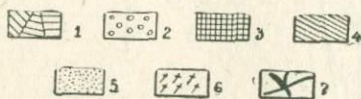
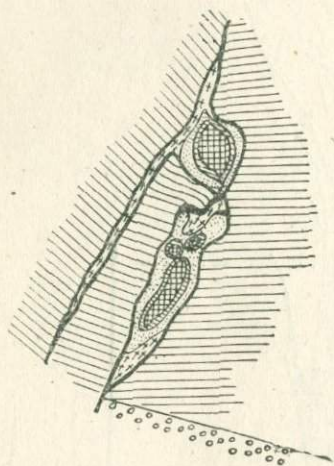


Рис. 4а. Вторичная зональность рудного тела месторождения Шинколовбе (из работы Дж. Уолкера и др., 1963). 1 — кремнистая сланцевая порода; 2 — кремнистая ячеистая порода; 3 — урановая смолка; 4 — беккерелитовая зона; 5 — оранжевая руда (кюрит, казолит, соддит, уранофан); 6 — желтая руда (скупит, соддит, уранофан); 7 — зеленая руда — торбернит и парсонсит

датов в их зонах окисления. В настоящее время лучше изучены зоны окисления, формирующиеся в условиях сухого климата. Так, например, по данным Хейля (Heul, 1957), зона окисления одного из месторождений плато Колорадо, приуроченного к песчаникам свиты моррисон, характеризуется следующим строением. С поверхности до глубины 40 м (по падению рудного тела) протягивается зона полного окисления. Она представлена карногитом, туюмунитом, метатуюмунитом и равуазитом. Содержание V_2O_5 достигает 5%, U_3O_8 — менее 1%. Далее до глубины 250 м развита смесь из карвуазита, монторозента, раувита и неопределенных окислов урана. Еще ниже располагаются слабоокисленные и первичные руды.

Для зон окисления многих осадочных месторождений весьма типичны силикаты уранила, в первую очередь такие, как уранофан и казолит. В некоторых случаях характерно развитие медных минералов (азурита, малахита, хризоколлы). В. В. Щербина (1959) показал, что уранофан под воздействием медьсодержащих растворов может превращаться в яхимовит — $CaU_2Si_2O_7 \cdot 6H_2O$.

Р. М. Гаррелс (1960) сделал попытку термодинамического анализа процесса формирования зоны окисления некоторых месторождений плато Колорадо. Он полагает, что при проникновении кислородсодержащих вод первым подвергается окис-

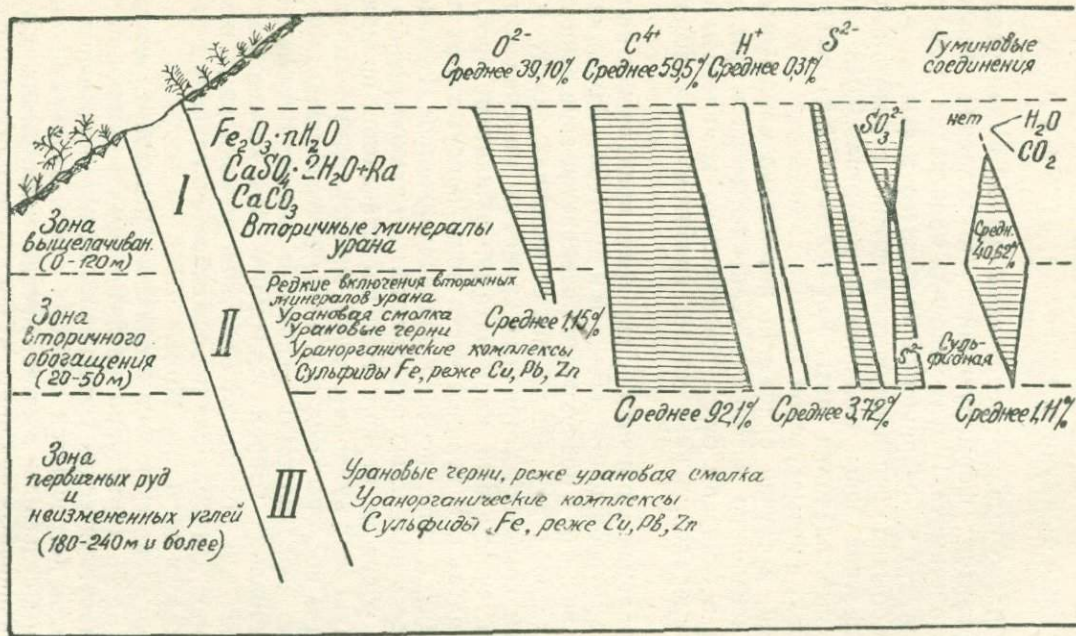


Рис. 46. Гипергенная зональность в месторождениях урана, приуроченных к угленосным отложениям. Из книги В. И. Данчева и др., 1966

лению V^{3+} (минерал монтрозеит). В результате зона окисления будет представлена соединениями V^{4+} , уранинитом (настураном) и сульфидами металлов. При развитии процесса окисления будут изменяться сульфиды и настуран. В дальнейшем весь V^{4+} постепенно должен перейти в V^{5+} , представленный в виде туюмунита, карнотита, паскоита и других минералов.

Своеобразно бывает представлен рудный выход ураноносных фосфоритов, формирующийся в условиях теплового и влажного климата. В этих условиях происходит вынос кальция из апатита и превращение последнего в фосфат алюминия. Уран обычно концентрируется в нижних горизонтах такой алюмофосфатной зоны. Содержание достигает 0,012% (фосфаритоносные галечники свиты Бон Велли в США) по сравнению с 0,008% в невыветрелой части.

Наконец, в случае окисления интенсивно пиритизированных руд неизбежно возникнут сернокислые растворы. Зона окисления в основном будет представлена комплексом сульфатных минералов, в том числе ярозитом и сульфатами уранила.

Оригинальная вторичная зональность проявляется на углеурановых месторождениях (Данчев и др., 1966). Здесь, как показано на рис. 4б, с поверхности развивается зона выщелачивания, в которой при определенных условиях может возникать целый комплекс вторичных урановых минералов, представленный сульфатами, карбонатами, силикатами, фосфатами и арсенатами. В верхней части зоны присутствуют лимонит, кальцит и гипс, нередко радийсодержащий. Гуминовые кислоты здесь полностью разлагаются и никакой роли в концентрации урана не играют. Нам представляется правильнее описываемую зону именовать зоной окисления, выделив в пределах ее две подзоны: подзону полного окисления, занимающую самую верхнюю часть разреза, и лежащую ниже подзону выщелачивания. Ширина описанной зоны весьма изменчива и зависит, как обычно, от сочетания региональных и местных факторов. Наибольшая протяженность в глубину от дневной поверхности достигает 120 м.

Ниже располагается зона вторичного обогащения, шириной 20—50 м. Здесь характерно развитие урановой смолки, черной и ураноорганических соединений. Редкие включения урановых слюдок встречаются только в самой верхней части зоны. Типичны сульфиды железа, иногда меди, цинка, свинца.

В зоне первичных руд уран связан главным образом с органическим материалом. По мнению упомянутых выше авторов, ведущая роль здесь принадлежит ураноорганическим комплексам. Содержание гуминовых соединений достигает макси-

му на границе зоны выщелачивания и зоны вторичного обогащения.

ГЕОХИМИЯ УРАНА ПРИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Поведение урана при метаморфических процессах в настоящее время изучено очень слабо. В имеющейся литературе по этому вопросу обычно не встречается никаких обобщений. В ряде работ описываются лишь отдельные случаи влияния агентов метаморфизма на формирование урановых месторождений и в связи с этим иногда приводятся некоторые теоретические соображения. Исключение в этом отношении представляют некоторые работы П. Рамдора (Ramdohr, 1955, 1957) и Р. В. Гецевой (1957, 1963).

Накопленный в настоящее время материал не позволяет сомневаться в достаточной подвижности урана при различных геологических процессах. В связи с этим можно определенно считать, что его руды, сформированные любым видом эндогенных или экзогенных процессов, попав в иную физико-химическую обстановку, будут претерпевать изменения несколько не меньшие, чем руды других металлов. Они также будут испытывать перекристаллизацию и различную перегруппировку материала, сопровождающуюся частичным или более или менее полным переносом и переотложением урана. По мнению ряда исследователей (Ramdohr, 1953 и др.), метаморфизм при температуре 200—400° способен создавать растворы, практически ничем не отличимые от гидротермальных и могущие играть ведущую роль в процессе перегруппировки вещества. С этих позиций упомянутый исследователь, в частности, объясняет формирование урановых руд Витватерсранда.

Те немногие обобщения, которые имеются в настоящее время в литературе, относятся почти целиком к процессам регионального метаморфизма и обычно отражают лишь отдельные стороны этого сложного явления. Так, например, Р. В. Гецевой (1963) убедительно показана роль метаморфизма в процессе концентрации урана для формации черных сланцев. Неметаморфизованные члены данной формации, представленные богатыми органическим материалом аргиллитами, характеризуются равномерным содержанием урана, присутствующего в сорбированной форме.

Превращение аргиллитов в глинистые сланцы, происходящее на начальной ступени метаморфизма, по мнению Р. В. Гецевой, сопровождается нарушением сорбционных связей урана и переходом его в минералогически невыраженную подвижную форму. Здесь устанавливается достаточно четкое перераспределение урана в пределах рудных залежей, однако

не приводящее к образованию кондиционных руд и не маскирующее осадочную природу оруденения.

На следующий, но все еще низкой ступени регионального метаморфизма (фашия аспидных зеленых сланцев) уран принимает уже минеральную форму, развиваясь в виде дисперсно-рассеянных, реже видимых скоплений настурана. В этом случае отчетливо фиксируется перемещение урана и частичная его концентрация в зонах трещиноватости и тектонических нарушений. Рудные залежи принимают сложную конфигурацию вплоть до образования тел, секущих стратиграфические контакты. Образующиеся на данной стадии метаморфизма месторождения являются осадочно метаморфогенными.

Продуктом более интенсивного метаморфизма (фашия графитовых сланцев), по мнению Р. В. Гецевой, следует считать урансодержащие жилы и, метасоматические тела, приуроченные к ослабленным зонам и участкам брекчирования в графитовых сланцах.

Таким образом, приведенный материал показывает, что намечается определенная тенденция усиления перераспределения и концентрация урана в породах по мере возрастания интенсивности регионального метаморфизма. Однако поскольку установлено, что контрастность оруденения и интенсивность преобразования пород заметно усиливаются в тектонически осложненных участках и зонах нарушений, то наиболее благоприятные условия для формирования рудных концентраций следует ожидать при метаморфизме невысоких ступеней развития, свойственных верхним зонам складчатых сооружений.

Сложность установления в том или ином случае следов метаморфизма усугубляется в значительной степени тем, что в руках исследователей урановых месторождений до сих пор нет четких минералогических критериев метаморфизма. Типичный метаморфогенный минерал урана — браннерит характерен только для условий глубокого регионального метаморфизма. Во всех же других случаях главным минералом является урановая смолка, преобладающая также в гидротермальных месторождениях. Вероятно, в определенных условиях в качестве метаморфогенных минералов должны рассматриваться коффинит и, возможно, тухолит. Для метаморфогенных месторождений весьма типичен метасоматический характер отложения вещества, в частности смолки, и отсутствие ассоциаций с жильными минералами. Смолка, как и другие новообразования, часто встречается в виде небольших жилообразных выделений, по своему характеру принадлежащих к образованиям типа альпийских жил.

В отношении элементов-примесей, рассеянных в продуктивных породах, наблюдения показали, что они совместно с ура-

ном участвуют в процессе рудной мобилизации, определяя минеральный парагенезис урана.

Весьма интересная деталь была отмечена В. С. Карпенко (1957) при описании оруденения осадочно-метаморфогенного характера. При анализе урановой смолки на содержание элементов-примесей в их составе было обнаружено отсутствие элементов «гранитного» ряда, таких как олово, бериллий, вольфрам и т. д. Наоборот, анализы показали присутствие ванадия, хрома, никеля, кобальта и представителей редкоземельной группы.

В отношении роли контактового метаморфизма в процессе миграции урана сказать что-либо определенное пока трудно. Помимо недостатка фактического материала эта трудность усугубляется еще тем, что в понятие «контактовый метаморфизм» различные авторы вкладывают неодинаковое содержание. Одни сюда включают только процесс образования роговиков, другие же, как, например, Р. В. Гецева, — и скарнообразование, что, по-нашему, является совершенно неправильным. Не может быть сомнения в том, что процесс скарнообразования способен и, по-видимому, должен как-то влиять на поведение урана в окружающих породах, но это совсем другой вопрос. Пока как будто можно считать установленным, что при контактовом метаморфизме пород рассеянный в них уран мигрирует из ореолов воздействия интрузий.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Накопившийся за последние десятилетия фактический материал по условиям образования отдельных типов месторождений полезных ископаемых часто с большим трудом укладывается в рамки существующих классификаций. Весьма отчетливо это выступает при рассмотрении месторождений урана. Интенсивное изучение месторождений данного элемента в течение последних двух десятилетий, естественно, привело к тому, что были предприняты довольно многочисленные попытки создания рациональной классификации. Однако до сих пор такой общепринятой классификации еще нет, более того, не разработаны даже основные принципы ее построения.

У нас в стране классификации урановых месторождений были предложены М. М. Константиновым (1955), И. Г. Магакьяном (1955), В. С. Домаревым (1956), Д. Я. Суражским (1956), В. Г. Мелковым (1957), А. Г. Бетехтиным (1959), А. И. Семеновым (1959), В. Н. Котляром (1961), Я. Д. Готманом и И. Н. Зубревым (1963), В. И. Данчевым (1961, 1963, 1966), В. К. Черепнинным (1966, 1969) и др.

За рубежом одна из наиболее ранних классификаций принадлежит С. Бейну (Vain, 1950). Позже появились классифи-

кации А. Ланга (Lang, 1952), Д. Эверхарта (Everhart, 1954), М. Рубо (Rouboult, 1955), Э. Хейнриха (1962) и др.

Классификации советских авторов в подавляющем большинстве случаев построены на генетической основе и часто весьма сходны между собой, отличаясь только иным местоположением отдельных типов или даже групп месторождений в пределах того или иного класса. Например, в классификации Д. Я. Суражского высокотемпературная гидротермальная давидитовая формация отнесена к пегматитам. Одни авторы (А. Г. Бетехтин, В. Н. Котляр) выделяют самостоятельную группу контактово-метасоматических (скарновых) месторождений. Другие (В. Г. Мелков, А. А. Якжин) включают их в состав гидротермальных месторождений, а третьи (Д. Я. Суражский, В. С. Домарев) не выделяют их вовсе. По-разному отражается в классификациях такой важный генетический признак, как способ отложения вещества из рудоносных растворов. Одни авторы (Д. Я. Суражский, А. А. Якжин, Я. Д. Готман и И. Н. Зубрев) делят гидротермальные месторождения на жильные и метасоматические, другие (В. Г. Мелков, А. Г. Бетехтин, В. Н. Котляр) этого не делают.

Что касается экзогенных месторождений, то в большинстве отечественных работ среди них выделяется две крупных группы—месторождения выветривания и осадочные месторождения. В качестве ведущего генетического типа первой группы обычно рассматриваются инфильтрационные месторождения, подразделяющиеся на ряд подтипов по характеру вмещающих пород. Осадочные месторождения большинством авторов делятся на морские и континентальные. Более дробное расчленение их производится по литолого-геохимическим признакам. В большинстве систематик не отражены рассыпные месторождения. Им отведено то или иное место только в классификациях В. С. Домарева, А. Г. Бетехтина и В. Н. Котляра. Ряд авторов (Д. Я. Суражский, А. Г. Бетехтин, Я. Д. Готман и И. Н. Зубрев, В. И. Данчев) к экзогенным месторождениям относят группу осадочно-метаморфогенных месторождений. Кроме того, В. И. Данчев среди экзогенных месторождений выделяет совершенно самостоятельную группу так называемых осадочно-гидрогенных месторождений, к которой отнесены эпигенетические месторождения, генетически связанные с деятельностью пластовых вод.

Зарубежные классификации в своем большинстве также построены по генетическому признаку. Однако известны классификации, в основе которых лежат не процессы рудообразования, а состав вмещающих пород. В этих классификациях мы видим отражение известных идей Салливана (Sullivan, 1954), приносящего роль гидротермальных растворов в формировании рудных месторождений. Примером подоб-

ных классификаций как раз и является более ранняя классификация Д. Эверхарта (Everhart, 1954), который позже (1956) ее несколько видоизменил, стремясь положить в основу два признака: с одной стороны, он объединил месторождения в генетические группы по минеральным ассоциациям, с другой — каждую группу подразделил на более дробные единицы по характеру боковых пород.

Даже такой краткий обзор показывает, что среди исследователей, занимающихся систематикой урановых месторождений, нет единого мнения в самом подходе к существу вопроса, не говоря уже о различии во взглядах на генезис некоторых типов и даже крупных групп месторождений.

В данном руководстве все месторождения в соответствии с характером ведущих геологических процессов разделены на три класса: эндогенные, экзогенные и метасоматогенные.

Среди эндогенных месторождений выделяются группы магматических, пегматитовых, скарновых (контактово-метасоматических) и гидротермальных месторождений.

Что касается систематики гидротермальных месторождений, то здесь в качестве основного классификационного признака принята температура образования месторождений, в связи с чем сохранено распространенное у советских авторов двухчленное деление рассматриваемой группы (высокотемпературные, средне- и низкотемпературные месторождения).

Далее, исходя из того, что любая классификация должна по возможности учитывать результаты современных исследований, нам представляется своевременным в качестве важного классификационного признака гидротермальных месторождений использовать глубину их формирования.

Как известно, исследования последних лет во всем мире выявили большое количество урановых месторождений, пространственно, а возможно, и генетически связанных с субвулканическими интрузиями, жерловыми фациями экструзий и с эффузивными образованиями. Все эти месторождения, характеризующиеся общностью черт, обусловленных их близкоповерхностным формированием, естественно, при систематизации должны быть как-то объединены и обособлены от месторождений, образованных в глубинных условиях. В соответствии с этим предусматривается разделение каждой из выше-названных групп по фациям глубинности на глубинные и близкоповерхностные месторождения.

Наконец, не может быть не учтен и такой классификационный признак, как способ отложения вещества, использование которого, в конечном счете, приводит к выделению жильных и метасоматических месторождений. Дальнейшая системати-

зация предусматривается по рудным формациям, выделяемым по ведущим минеральным ассоциациям.

Что касается экзогенных месторождений, то последние, как это делается многими авторами, делятся нами на месторождения выветривания и осадочные. Среди последних отдельно рассматриваются месторождения, образованные химическими и механическими процессами концентрации вещества. Причем к первым относятся такие месторождения, накопление урана в которых связано с развитием биохимических и коллоидных процессов.

В основе дальнейшего подразделения в каждой из подгрупп осадочных месторождений лежат различия в условиях формирования месторождений, в частности, в первую очередь учитывается, протекает ли этот процесс в морях или в континентальных водоемах.

К метаморфогенным месторождениям относятся существенно первично осадочные, позднее метаморфизованные образования типа широко известных концентраций в углисто-кремнистых сланцах и в древних конгломератах.

В целом предлагаемая классификация имеет следующий вид:

Класс I. Эндогенные месторождения

Гр. I. Магматические месторождения

Гр. II. Пегматитовые месторождения

п/гр. 1. Месторождения в гранитных пегматитах чистой линии

п/гр. 2. Месторождения в нефелин-сиенитовых пегматитах

п/гр. 3. Месторождения в пегматитах линии скрещения

Гр. III. Скарновые (контактово-метасоматические) месторождения

Гр. IV. Гидротермальные месторождения

п/гр. 1. Высокотемпературные месторождения

Месторождения глубинных фаций

а) Жильные месторождения

1. Давидитовая формация.

2. Молибденит-уранинитовая с золотом формация

3. Браннеритовая формация

б) Метасоматические месторождения

1. Гематит-магнетит-уранинитовая формация

2. Формация ураноносных альбититов

3. Медно-уранинитовая формация

п/гр. 2. Средне-и низкотемпературные месторождения

Месторождения глубинных фаций

а) Жильные месторождения

1. Смолково-сульфидная формация

2. Пятиэлементная формация

3. Смолково-карбонатная формация

4. Смолково-флюоритовая формация

б) Метасоматические месторождения

1. Сульфидно-урановая формация
Близповерхностные месторождения

а) Жильные месторождения

1. Сульфидно-касситеритовая с ураном формация

2. Смолково-сульфидная формация

Класс II. Экзогенные месторождения

Гр. I. Месторождения выветривания

п/гр. 1. Зона окисления месторождений

п/гр. 2. Инфильтрационные месторождения

Гр. II. Осадочные месторождения

п/гр. 1. Месторождения, образованные химическими процессами концентрации

а) Месторождения в континентальных отложениях

б) Месторождения в морских отложениях

п/гр. 2. Месторождения, образованные механическими процессами концентрации (россыпи)

а) Прибрежно-морские россыпи

б) Аллювиальные россыпи

Класс III. Метаморфогенные месторождения

Гр. I. Метаморфизованные месторождения

1. Месторождения в углисто-кремнисто-глинистых сланцах

2. Месторождения в древних конгломератах

класс I. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

Основное внимание при рассмотрении этого класса нами будет уделено характеристике гидротермальных месторождений, поскольку последние включают в себя главные промышленные типы класса. С меньшей степенью детальности будут описаны скарновые и пегматитовые месторождения. Что касается группы магматических месторождений, то они здесь будут освещены в самой общей форме и только в порядке постановки вопроса.

ГРУППА I. МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В настоящее время хорошо известно, что многие магматические породы обладают резко повышенным, по сравнению с кларковым, содержанием урана. Кроме того сам по себе кларк интересующего нас элемента в кислых магматических породах всего лишь в 10—20 раз ниже минимального промышленного содержания его в рудах. Эти данные позволяют ставить вопрос о том, что отдельные массивы магматических пород или их участки могут содержать промышленные концентрации урана и при наличии благоприятных минералогических и петрографических особенностей могут явиться урановой рудой. В первую очередь интерес в этом отношении должны представлять гранитоиды и кое-какие представители пород щелочного ряда.

Имеющийся в настоящее время материал по породам гранитного ряда показывает, что наиболее заслуживающими внимания оказываются не нормальные гранитоиды, а щелочные их разновидности вплоть до сиенитов. Таков, например, альбит-рибекитовый гранитный массив Северной Нигерии, отдельные фации которого обладают повышенным содержанием урана, обязанным присутствию пирохлора в качестве аксессуарной примеси. По данным Беера (Хейнрих, 1962), участок этого массива в долине Каффо, площадью 79 га содержит в среднем 0,012% U_3O_8 и 0,026% $(Nb, Ta)_2O_5$. Ачалогиичные породы известны в Западной Африке. Пирохлоровые сиениты известны в южной Норвегии. Есть подобные породы на Урале и еще кое-где. Повышенное количество урана установлено также в щелочном лейкократовом граните серии Уайт-Маунтин и кварц-бостонитовых порфирах района Сентрал-Сити

(США), в Австралии и в некоторых других местах. В связи со сказанным небезынтересно привести мнение Фейера (Phair, 1952), который считает, что рудоносные магматогенные растворы, сформировавшие настурансодержащие жилы Сентрал-Сити обогатились ураном за счет выщелачивания последнего из бостонитовых пород.

Из щелочных пород в качестве магматических месторождений урана прежде всего можно рассматривать лопаритовые массивы, в рудах которых помимо ниобия, титана и редких земель, содержится некоторое количество урана. Однако подобные месторождения могут иметь интерес только как комплексные. Кроме того, сюда же должны быть отнесены пироклорсодержащие массивы нефелиновых сиенитов, часто обладающие резко повышенным содержанием урана.

Могут также заслуживать внимания в качестве возможного источника урана будущего некоторые эффузивные образования. В литературе высказывается предположение, что вулканические породы обладают более высоким содержанием урана, чем их интрузивные эквиваленты. Наиболее высокое содержание урана, по мнению Адамса (Хейнрих, 1962), зарегистрировано в некоторых обсидианах. Как будто бы наблюдается определенная зависимость содержания урана от последовательности излияния лав. В частности, Ларсен и Фейер указывают, что в разностях щелочных серий Крипл-Крик (Колорадо) более древний латинитовый фанолит, характеризующийся высоким содержанием кремнекислоты, содержит меньше урана и тория, чем более молодая разность подобной же породы с высоким содержанием нефелина и низким содержанием кремнекислоты.

Источником радиоактивности рассматриваемых пород в подавляющем большинстве случаев являются акцессорные минералы, такие, как циркон, сфен, алланит, апатит и некоторые другие. По данным С. Ф. Дейвидсона, в вулканическом пепле одного из районов Уганды был найден бетафит. Наконец, в некоторых вулканических породах повышенная радиоактивность связывается с ксенолитами вмещающих пород. Так, например, кремнистые ксенолиты третичных лав в Литтл-Галлинас-Каньон и в Блэк-Рейндж (штат Нью-Мексико, США) соответственно содержат 0,068 и 0,16% U_3O_8 (Lovering, 1956).

Проблема использования изверженных пород в качестве промышленных источников радиоактивного сырья в последние годы все сильнее и сильнее занимает умы ученых. В частности, специальные исследования в этом направлении проведены Брауном и Сильвером (Brown, Silver, 1956), некоторые выводы которых заслуживают определенного внимания. Прежде всего они считают, что существенная часть урана, тория и некоторых других элементов может быть извлечена из породы

путем выщелачивания слабой кислотой, т. е. для этого не потребуется применения какой-либо сложной технологии. Далее, по их мнению, энергия, которую можно получить в форме урана и тория из среднего гранита, больше той, которую необходимо затратить на его переработку. И, наконец, указывается, что если на сегодняшний день стоимость переработки среднего гранита слишком высока, то переработка многих типов пород, характеризующихся повышенным содержанием легко выщелачиваемых урана и тория, может оказаться рентабельной в ближайшие годы. Все это говорит о том, что постановка вопроса о магматических промышленных месторождениях урана на сегодняшний день является своевременной.

ГРУППА II. ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Проявления урановой минерализации в пегматитах известны давно и весьма многочисленны. Промышленный интерес месторождений этой группы, как источника урана, за небольшим исключением не велик. В большинстве случаев добыча урана из них рентабельна только при условии комплексной разработки месторождений. Однако после открытия в Канаде очень интересных в промышленном отношении ураноносных кальцито-флюоритовых пегматитов, интерес к ним, как к самостоятельному источнику уранового сырья, резко возрос.

В настоящее время наиболее интенсивно пегматитовые месторождения разрабатываются в Канаде. Гораздо в меньшей степени, но все же разрабатываются на Мадагаскаре, в Индии, Швеции, Норвегии, в некоторых районах Африки, в Южной Америке и в Японии. Попутная добыча урана производится в США, Испании и в ряде других стран.

В генетическом отношении ураноносные пегматиты могут быть связаны или с гранитной магмой или с магмой нефелиновых сиенитов. Наибольшим распространением пользуются гранитные пегматиты.

В природе почти неизвестны случаи, чтобы ураноносные пегматиты образовывали большие скопления и составляли самостоятельные пегматитовые поля. Обычно они встречаются в виде отдельных тел среди полей, зон или поясов других типов пегматитов. Ураноносные пегматиты, как правило, характеризуются чрезвычайно неравномерным распределением оруденения.

Рассматриваемые образования залегают или внутри тел материнских интрузивов или среди вмещающих метаморфизованных пород, таких как кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и им подобные.

Во всех случаях они в своем распределении согласуются со структурными элементами этих пород, будь то внутренние структуры интрузивных массивов или геологические структу-

ры метаморфических толщ. Во многих районах наблюдается зональное распределение пегматитов вокруг массивов изверженных пород. Причем пегматиты, расположенные в разных зонах, отличаются друг от друга по распространению, размерам, форме, внутренней структуре и содержанию полезных компонентов.

Вообще же следует отметить, что закономерности расположения урансодержащих пегматитов среди пегматитовых зон, поясов или полей изучены еще далеко недостаточно.

В большинстве случаев для пегматитовых тел, в том числе и ураноносных, типичной является неправильная жилюобразная форма, часто встречается линзовидная. Реже образуются трубообразные, дугообразные, штокообразные и различные неправильные тела. Размеры этих тел могут изменяться в весьма широких пределах. Мощность колеблется от нескольких сантиметров до сотни метров. Наряду с пегматитовыми телами длиной в десятки сантиметров известны жилы, протягивающиеся на несколько километров. Размеры по падению также изменяются от десятков до сотен метров. В целом многие авторы отмечают (Хейнрих, 1962 и др.), что пегматитовые тела по простиранию и падению менее выдержаны, чем гидротермальные жилы или обычные гранитные дайки.

Возраст урановых пегматитовых месторождений колеблется в широких пределах — от докембрия до мезокайнозоя. Наибольшим распространением пользуются докембрийские месторождения, к которым, в частности, относятся все наиболее крупные промышленные представители группы. Значительно реже встречаются и имеют несравненно меньший практический интерес палеозойские месторождения. И, наконец, еще в меньшей степени распространены и никогда не являются объектом самостоятельной разработки мезокайнозойские ураноносные пегматиты.

Еще А. Е. Ферсманом (1960) было установлено зональное строение многих пегматитовых тел. С тех пор как в отечественной, так и в иностранной литературе (К. А. Власов, 1952; А. И. Гинзбург, 1949; Е. Н. Камерон и др., 1951; Jahns, 1955 и др.) выделяют простые (незональные) пегматиты и сложные (дифференцированные) многозональные образования.

Состав первых очень простой и характеризуется графическим прорастанием кварца и полевого шпата, в то время как вторые отличаются порой достаточно сложными минеральными ассоциациями.

Зоны в последних, в идеальном случае, представляют собой концентрические слои вокруг центрального ядра, отличающиеся друг от друга по структуре и по минералогическому составу.

А. Е. Ферсман при описании гранитных пегматитов выделил пять главных зон (от периферии к ядру): 1) мелкозернистая аплитовая зона, чаще с порфиroidным строением; 2) зона письменного гранита с графической структурой; 3) зона крупнокристаллического агрегата с пегматоидной структурой; 4) зона выполнения пустот путем последовательного наложения или замещения с характерной друзовой структурой; 5) зона гидротермального минералообразования с развитием крустификационных текстур. Американские геологи в современной практике применяют следующее подразделение зон: 1) пограничная зона, самая внешняя, имеющая мощность порядка нескольких сантиметров; 2) призальбандовая зона, сравнительно мощная и хорошо развитая; 3) промежуточные зоны, одна или несколько, представляющие собой обычно неполные оболочки; 4) ядро-структурная единица неправильной линзообразной формы, характеризующаяся весьма грубозернистой структурой. Зоны, как правило, сложены обычными породообразующими минералами. Причем устанавливается определенное упрощение состава зон от зальбандов к центру пегматита. Внутренние околядерные зоны состоят из одного или двух минералов. Наблюдается также определенное увеличение содержания кремния от зальбандов к ядру пегматита. Последнее обычно состоит из кварца, иногда с примесью микроклина.

Минералы, развивающиеся в нескольких зонах, как отмечают исследователи, отличаются систематическими вариациями состава. На первичную зональную структуру сложных пегматитов обычно накладываются так называемые «комплексы замещения» советских ученых (Власов, 1952, и др.) или «вторичные элементы» американских геологов. В это понятие помимо продуктов замещения они включают также жилы, образовавшиеся в трещинах пегматитовых тел. Э. У. Хейнрих указывает, что форма и положение этих вторичных элементов обычно не зависят от внешних особенностей пегматитового тела. Они могут быть секущими или могут развиваться по контактам между отдельными зонами. Размер минеральных зерен этих образований также находится вне всякой связи с расстоянием от контакта с боковой породой. Минералогический состав их обычно достаточно сложен и характеризуется развитием редкометалльных минералов. Причем на минералогический состав совершенно не влияет положение этого образования внутри пегматитов.

Минералогический состав ураноносных пегматитов был достаточно хорошо изучен еще А. Е. Ферсманом (1960). Из наиболее поздних работ, посвященных этому вопросу, наибольшего внимания заслуживает сводка Пейджа (Page, 1950).

Количество радиоактивных минералов, зарегистрированных в пегматитах, весьма велико. Наибольшим распространением среди первичных минералов пользуются сложные окислы (ниобаты, танталаты) — самарскит, фергусонит-форманит, эвксенит-поликраз, эшинит-приорит и др. Гораздо меньше распространены простые окислы — уранинит, иногда торинит. Фосфаты представлены в основном монацитом, реже ксенотимом. Из силикатов сравнительно широко распространены торит, алланит, циркон, сфен и гадолинит.

Из вторичных урановых минералов наиболее характерными являются многие гидроокислы уранила, некоторые карбонаты и сульфаты уранила, многие фосфаты и силикаты уранила, в том числе гиалит, иногда присутствуют арсенаты уранила. Особым распространением обычно пользуются гуммит, отенит, торбернит и уранофан. Ванадаты уранила редки. В настоящее время существует мнение (Хейнрих, 1962, и др.), что некоторая часть указанных выше ураниловых минералов может образовываться и на самых поздних стадиях гидротермального процесса.

Что касается тухолита, неоднократно встреченного в пегматитовых телах, то его появление, по-видимому, связано с перегруппировкой материала при процессах выветривания, протекающих в условиях обилия органических соединений, в частности, углеводов.

Радиоактивные минералы встречаются как в простых, так и в сложных пегматитах. Однако в практическом отношении на сегодняшний день заслуживают внимания сложнодифференцированные зональные разности, в которых редкометалльная, в том числе и урановая минерализация генетически связана с метасоматическими процессами, протекающими на поздних стадиях формирования пегматитов.

Принимая разделение гранитных пегматитов А. Е. Ферсмана и распространяя его на известные ураноносные пегматитовые образования, можно в пределах рассматриваемой группы отчетливо выделить следующие три подгруппы: 1) месторождения в гранитных пегматитах чистой линии; 2) месторождения в нефелинсиенитовых пегматитах чистой линии; 3) месторождения в пегматитах линии скрещения.

ПОДГРУППА 1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ ЧИСТОЙ ЛИНИИ

Месторождения этой подгруппы наиболее широко распространены в природе и встречаются главным образом в пределах древних докембрийских щитов или древних складчатых

зон. Генетически они связаны обычно с крупными гранитными массивами докембрийского, реже палеозойского возраста. Более молодые образования этого типа встречаются очень редко, и, как правило, практическая значимость их ничтожна.

Залегают пегматитовые тела в апикальных частях массивов или в их экзоконтактах, согласуясь со структурными элементами интрузива или вмещающих толщ. В частности, по мнению некоторых исследователей (Гинзбург, 1949), важное значение для концентрации ураноносных редкометалльных гранитных пегматитов имеют трещины скалывания.

Как отмечалось уже выше, гранитные пегматиты с гранитной или графической структурами в качестве источника урана, как правило, мало интересны. Урановая минерализация совместно с редкометальной бывает приурочена к сложным дифференцированным пегматитам, характеризующимся зональным строением, или же к верхним дифференцированным участкам пегматитовых тел.

Уран в гранитных пегматитах представлен в форме уранинита, тантало-ниобатов, титанатов, а также силикатов циркония и редких земель. Обычно спутниками являются ториевые минералы в виде торита, ураноторита, монацита и некоторых других минералов. Парагенетические ассоциации минералов весьма разнообразны. По наиболее типичным из них можно выделить следующие типы месторождений: полевошпатовые, слюдоносные, тантало-ниобиевые и титано-титано-ниобиевые, бериллиевые, литиевые.

Полевошпатовые пегматиты с ураном известны в ряде мест на земном шаре. Например, достаточно часто они встречаются среди пегматитовых полей Скандинавии и Канады. Наиболее широким распространением описываемые образования пользуются в Норвегии и Швеции. В Южной Норвегии попутно с добычей полевого шпата для керамических целей извлекались минералы редких земель, урана и тория, такие как эвксенит, фергюсонит, самарскит, бетафит, уранинит, бреггерит, клеветт, торит, приорит, монацит, микролит и другие. В Швеции из таких же пегматитов попутно извлекались тантало-ниобаты, циртолит и ортит. Крупнейшим подобным месторождением здесь является расположенное неподалеку от Стокгольма месторождение Иттерби. Оно характеризуется наличием крутопадающих линзовидных залежей, прослеживающихся по падению до глубины 200 м при значительных размерах по простиранию. Мощность рудных тел достигает нескольких десятков метров. Они залегают в контакте амфиболитовых гнейсов и диоритов и местами характеризуются зональным строением. Рудная минерализация здесь тесно ассоциирует с биотитом.

Слюдоносные пегматиты, попутно разрабатывающиеся на уран, известны достаточно хорошо. Например, два таких месторождения имеются в Индии. Одно из них — Абрики-Похар, в котором совместно со слюдой добывался уранинит. Другое месторождение — Санкара, источником урана в котором является самарскит. Подобные же месторождения известны на Мадагаскаре, в Восточной Африке (Танганьика), Канаде и в других местах.

Выделение урансодержащих минералов, в частности уранинита, иногда имеет достаточно крупные размеры, что позволяет применять ручную разборку руды, обеспечивающую получение несколькопроцентного концентрата. В качестве типичного примера месторождений рассматриваемого типа остановимся более подробно на характеристике Мадагаскарских месторождений.

Ураноносные пегматиты Мадагаскара находятся в центральной части острова, представляющей собой крупное гнейсовое поле. В состав его входят сланцы, кварциты, известковистые осадочные породы, прорванные различными интрузиями и пересеченные дайками. Все это интенсивно деформировано и перекристаллизовано. Помимо указанного метаморфического комплекса в районе широким развитием пользуются неизменные интрузивные породы, представленные телами и дайками гранитов, пегматитов, диабазов и габбро.

Урансодержащие минералы приурочены главным образом к калиевым и в меньшей степени натровым пегматитам. Первичная урановая минерализация представлена преимущественно ниобатами (иногда титано-ниобатами) иттрия и урана. Главными минералами являются: фергюсонит, эвксенит, самарскит, блонстрандит, приорит-бломстрандит, бетафит, самирезит, ампангабит, гатчетолит, монацит, пирохлор и некоторые другие. В качестве примесей встречаются минералы церия и тория. Из вторичных минералов распространенными являются отенит и ураноцирцит.

Характер первичного распределения урановых минералов изучен очень слабо, так как обычно они извлекаются из разрушенных верхних частей тел, превращенных в красную глиноподобную массу, называемую красной землей.

В некоторых пегматитовых телах центральной части острова найдены прожилки, состоящие из крупных кристаллов ортита, бетафита, альмандин-спессартита, оранжита и агрегата мелких кристаллов малакона.

В качестве примеси присутствует небольшое количество дымчатого кварца и микроклина. В некоторых из прожилков наблюдается закономерное распределение минералов. Например, у В. С. Домарева (1956) приведен такой случай, когда

на пластинках биотита развивается «слой» кристаллов малакона мощностью 2—3 см. Причем на гранях некоторых кристаллов видны призматические зерна оранжита. Далее следует «слой», состоящий из ортита, бетафита и граната. Как указывается, в одних случаях эти минералы проникают один в другой, в других же ортит бывает явно окружен бетафитом. Малакон во многих случаях располагается в центральных частях пегматитовых жил.

Наибольшее практическое значение из всех упомянутых урансодержащих минералов имеют бетафит и эвксенит. Наиболее крупным месторождением бетафита является месторождение в Амбатототси. Здесь залегающая в гнейсах пегматитовая жила прослежена по простиранию на 36 м и по падению на 16 м. Среднее содержание U_3O_8 составляет около 0,02%, в отобранном же материале достигает 0,13%. Запасы месторождения оцениваются в 20 т бетафита.

Тантало-ниобиевые и титано-тантало-ниобиевые пегматитовые месторождения в настоящее время разрабатываются в ряде стран. Помимо тантало-ниобатов оруденение в таких пегматитах бывает представлено уранинитом, ураноторитом, торинитом, реже малаконом, циртолитом или пирохлором. Кроме того, иногда встречаются ксенотим, ортит, сфен. Местами отмечается присутствие тухолита и карбурана.

Как указывается в литературе (Котляр, 1961 и др.), главная масса урана из руд таких месторождений получается попутно — за счет уранинита, в меньшей степени — за счет переработки тантало-ниобатовых концентратов.

Типичными представителями подобных месторождений являются некоторые месторождения Канады, представляющие собой обычные калишпатовые разности пегматитов, характеризующиеся блоковой текстурой. Сюда же должны быть отнесены многие пегматитовые тела района Балангода, Цейлон, характеризующиеся высоким содержанием тория, а также месторождения в префектурах Ишикава и Фукусима (м-ние Лисака) в Японии. В месторождении Намакваленд (США) уранинит совместно с литиофиллитом находится среди мусковито-альбитового комплекса, а в месторождениях Юго-Западной Африки уранинит и тантало-ниобаты приурочены к биотитовой зоне пегматитовых тел. По мнению В. Н. Котляра, такие месторождения следует рассматривать как переходные к месторождениям слюдоносных пегматитов.

В качестве примера ураноносных титано-тантало-ниобиевых пегматитов могут быть названы достаточно хорошо изученные пегматиты района Крагере в южной Норвегии, среди которых еще Бьерликке выделил самостоятельные колумбитовый, эвксенитовый, фергюсонитовый и ряд других типов. Эти месторождения характеризуются отчетливым зональным

строением с кварц-полевошпатовым ядром в центре, пересеченным клевеландитовыми жилами. Редкометалльная минерализация в основном приурочена к альбитизированным крайним частям ядер.

Бериллиевые пегматиты не часто являются носителями уранового оруденения. Однако на земном шаре имеется ряд районов, месторождения которых попутно с бериллием работают на уран. Известны такие месторождения в Канаде, где в пегматитовых жилах вместе с бериллом присутствуют урансодержащие тантало-ниобаты (эвксенит и другие минералы) иногда вместе с монацитом. В Экваториальной Африке в пегматитах Танганьики совместно с бериллом и тантало-ниобатами встречаются уранинит, ретзерфордин, монацит в сопровождении ряда широко распространенных сульфидов. Подобные месторождения имеются в США, например, месторождение Хиат, расположенное в горах Кристалл (штат Колорадо). По данным Э. У. Хейнриха и других, пегматитовое тело здесь характеризуется зональным строением с наличием пертитового ядра и так называемой внутренней промежуточной зоны плагноклаз-кварц-мусковитового состава. Урановая минерализация, представленная уранинитом, совместно с бериллом приурочена только к промежуточной зоне.

Литиевые пегматиты также нередко содержат урановую минерализацию, которая иногда является объектом попутной добычи. Представлена она уранинитом и тантало-ниобатами, развивающимися совместно со сподуменом и литиевыми слюдами. Весь этот минеральный комплекс характерен для зон альбитизации сильно дифференцированных пегматитов. В качестве примера подобного типа пегматита может быть названо месторождение Боб Ингерсоль в Южной Дакоте (США). Уранинит здесь встречается в кварц-клевеландит-мусковитовой линзе, расположенной между кварц-альбитовым и пертит-кварцевым пегматитом. Подобные образования имеются в Канаде и в других местах.

Несколько особняком стоят литийсодержащие пегматиты, ураноносность которых связана с присутствием микролита. Последний часто встречается в больших скоплениях или линзах, сложенных тонкозернистым лепидолитом. Примерами подобных месторождений могут служить рудник Чардинг близ Диксона штат Нью-Мексико, и пегматит Браун-Дерби в районе Кварц-Крик штат Колорадо. Некоторые исследователи (Page, 1950) считают, что пегматиты, богатые литием и натрием, в общем случае менее интересны в отношении содержания урана, чем пегматиты, богатые калием.

В целом в наши дни гранитные пегматиты, главным образом ввиду незначительности запасов, с экономической точки

зрения мало интересны и могут заслуживать внимания только в случае комплексной разработки.

ПОДГРУППА 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НЕФЕЛИНСИЕНИТОВЫХ ПЕГМАТИТАХ ЧИСТОЙ ЛИНИИ

Эта подгруппа имеет гораздо больший практический интерес, чем предыдущая. По особенностям вещественного состава среди нее можно выделить два типа: пироклоровые и циркониевые пегматиты.

Пироклоровые пегматиты имеют достаточно широкое распространение. Характеризуются они сиенитовым или нефелин-сиенитовым составом. Пространственно и генетически связываются с массивами щелочных пород, которые нередко представляют собой не самостоятельные щелочные интрузии, а являются составной частью гранитоидных комплексов.

Иногда рассматриваемые образования именуются пироклоровыми альбититами, чем подчеркивается генетическая связь редкометальной минерализации с процессом альбитизации щелочных пегматитов.

Оруденение связано с титано-тантало-ниобатами. Основной рудный минерал — пироклор, развивающийся среди нефелин-полевошпатовой массы с эгирином, биотитом, сфеном, апатитом и рядом других минералов. Местами совместно с ним присутствуют малакон и циртолит. Как отмечает В. Н. Котляр, иногда в подобной ассоциации встречаются низкотемпературные гидротермальные минералы типа цеолитов. По-видимому, они являются результатом наложения на пегматиты более позднего гидротермального процесса. В качестве примеров подобных месторождений могут рассматриваться пегматиты района Лангезунд-Фьорда в южной Норвегии и месторождения южной Гренландии. Первые характеризуются ассоциацией алланита, циркона, пироклора, сфена, перовскита, тритомита, меланоцерита, торита, ксенотима и апатита. Вторые содержат незначительные количества ринкита, лоренцита, стеенструпина и ториевого апатита. Сюда же должны быть отнесены хорошо известные щелочные пегматиты Ильменских гор и Кольского полуострова.

Циркониевые пегматиты. Эти пегматиты представляют собой не что иное, как обогащенные малаконом и циртолитом разновидности описанных выше образований. Есть указания, что в отдельных месторождениях этого подтипа встречается джалмаит, представляющий собой обогащенный ураном микролит. Особенно широкое развитие эти месторождения имеют в Бразилии.

ПОДГРУППА 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЕГМАТИТАХ ЛИНИЙ СКРЕЩЕНИЯ

Положение отдельных, даже наиболее крупных и лучше изученных представителей подгруппы в общей систематике урановых месторождений, до настоящего времени четко не определено. Однако многие исследователи считают наиболее правильным отнесение их к данной категории. Автор, разделяя это мнение, полагает, что все входящие сюда месторождения можно достаточно четко распределить между следующими двумя типами: 1) кальцит-флюоритовые пегматиты, 2) пегматизированные мигматиты.

Кальцит-флюоритовые пегматиты. Эти образования, известные еще в литературе как кальцит-флюорит-апатитовые жилы и дайки (Хейрих, 1962 и др.), имеют в настоящее время достаточно важное промышленное значение в качестве собственно урановых месторождений. Рудные тела имеют плитообразную или линзообразную форму и характеризуются зональным строением. Оруденение представлено уранинитом, ураноторитом, ортитом, а также тантало-ниобатами — эвксенитом, поликразом и некоторыми другими минералами.

Урановые минералы часто ассоциируют с магнетитом и гематитом. Обычно присутствуют темно-фиолетовый флюорит, апатит и кальцит, слагающие осевые части тел. Иногда уранинит встречается в виде прожилков совместно с молибденитом и халькопиритом.

Наиболее типичные примеры подобных месторождений имеются в районе Бенкрофт (провинция Онтарио в Канаде), описание которого мы и приводим.

Месторождение района Бенкрофт. Результаты изучения этой рудоносной площади и характеристика отдельных месторождений приведены в работах Ланга (Lang, 1952), Роу (Rowe, 1952), Л. Келли (Kelly, 1956), Д. Бетмана (Betman, 1958), Э. Хейнриха (1962) и других.

Территория сложена метаморфической толщей докембрия, в состав которой входят парагнейсы, различные метаморфические сланцы, амфиболиты, кварциты, известняки и доломиты (рис. 5). Породы сильно дислоцированы с образованием складок различных порядков. Наиболее крупные из них имеют северо-восточное простирание. Очень широко развиты интрузивные образования, представленные гранитами, сиенитами, в меньшей степени диоритами и метагаббро. Гранитные и сиенитовые интрузии по возрасту являются более молодыми. Породы всех упомянутых интрузий значительно изменены и превращены в соответствующие гнейсы.

Характерной чертой района является широкое развитие пегматитов различного состава. Наиболее часто они пред-

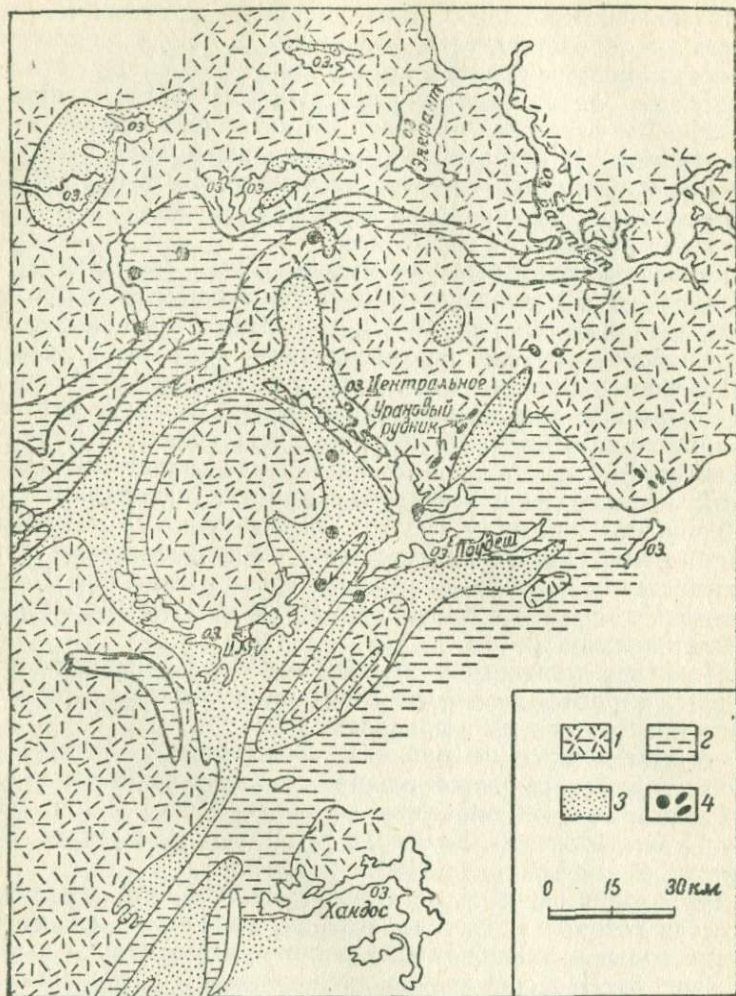


Рис. 5. Геологическая карта района Бенкрофт (по Д. Д. Бетману). 1 — граниты, сиениты, гнейсы и другие породы; 2 — известняки, доломиты и парагнейсы; 3 — конгломераты, кварциты, парагнейсы; 4 — радиоактивные проявления

ставлены согласными жилами в гнейсах, встречаются также секущие и неправильные тела.

Наиболее интересны ураноносные пегматиты на участке Сентрал-Лейк. Они здесь преимущественно развиваются среди основных пород и известняков, располагаясь в контактовой зоне с гранитоидными интрузиями. В целом пегматиты образуют хорошо прослеживающуюся на несколько километров полосу, шириной в несколько сот метров.

В геологическом строении описываемого участка выделяют следующие четыре полосы восточно-северо-восточного простирания: 1) существенно гранито-гнейсовая; 2) сиенито-гнейсовая; 3) полоса разлистованных основных интрузивных пород с участками известняков и кварцитов; 4) полоса гранитоидных пород.

Пегматитовые тела имеют неправильную жилобразную форму. Длина жил колеблется от 100 до 1000 м при мощности от 3 до 50 м. Подавляющее большинство пегматитовых тел имеет длину до 100 м и мощность в несколько десятков сантиметров. Господствующее их простирание северо-восточное 70° , падение на юго-восток под углом $50-60^\circ$. Заметных следов дислоцированности пегматиты не несут. Структура пегматитов грубозернистая. Гигантозернистых образований не встречается.

Состав пегматитов в основном граносиенитовый. Характерно высокое содержание калиевого полевого шпата при низком содержании кварца, не превышающем 20% от общей массы породы. Помимо указанных минералов присутствуют: авгит, роговая обманка, хлорит, апатит, флюорит, кальцит. Реже встречаются биотит и сульфиды: пирит, пирротин, молибденит, халькопирит и некоторые другие. Достаточно широкое развитие обычно имеют магнетит и гематит. Урановые и урансодержащие минералы представлены уранинитом, ураноторитом и торнианитом. Встречаются также сфен, циркон, тантало-ниобаты и титано-тантало-ниобаты в виде эвксенита, поликраза, пирохлора и других. Весьма типичным являются малые, вплоть до микроскопических, размеры выделений рудных минералов.

Очень характерной особенностью описываемых пегматитов нужно считать четкое зональное строение. Причем урановое оруденение тяготеет не к средней, а к краевым частям пегматитов. Наблюдается определенная тенденция к концентрации урановых минералов в участках пегматитов с повышенным содержанием гематита, магнетита темноцветных компонентов, а также к участкам включений вмещающих пород и к участкам жил незначительной мощности. В. Н. Котляр приводит также указание одного из исследователей о том, что оруденение бывает приурочено к раздробленным участкам пегматитов.

Содержание урана колеблется в широких пределах, составляя в среднем 0,096%. Максимальное его содержание достигает 0,4%. Содержание тория в рудах вдвое ниже, чем содержание урана. Помимо этих двух основных компонентов в рудах имеется церий, галлий и цирконий. Уже ряд лет в описанном районе ведется разработка нескольких месторождений.

Пегматизированные мигматиты. В ряде районов земного шара встречены регионально-метаморфизованные породы весьма интенсивно инъецированные и мигматизированные. Они представляют собой характерные гибридные образования, состоящие из плохо различимых пегматитовых полос, гранитных прожилков и прослоев перекристаллизованных и метасоматически измененных метаморфических пород. Эти образования нередко обладают более или менее равномерным содержанием урановых минералов и в этом случае могут представлять определенный практический интерес. К этому подтипу Э. Хейнрих склонен относить некоторые месторождения рассмотренного выше района Бенкрофт. В качестве наиболее типичных примеров назовем канадские месторождения Гренвилл, Ист-Арм и Шерлебуа. Известны проявления урановой минерализации, связанной с мигматитами в ряде районов провинции Манитоба. Близкие по своему характеру образования были описаны Дейвидсоном (Davidson, 1956) из южного Траванкора, Индия. Торит и аллонит в зонах смешанного пегматит-мигматитового состава были встречены на границе Южной Родезии с Южно-Африканским Союзом.

Месторождение Шерлебуа. Расположено около одноименного озера в провинции Саскачеван (Канада). Район месторождения, по данным Фурнивола, сложен докембрийскими породами группы Тейзин. В их составе выделяют роговообманковые гнейсы, мигматиты, кварциты и кристаллические сланцы. В западной части района выходят метагаббро. Все эти породы прорываются гранитами и гранитогнейсами, переходящими по периферии в мигматиты.

Пегматиты района, инъецирующие мигматиты, граниты и гнейсы, тесно связаны с гранитами и имеют гранитный состав. Они сложены полевым шпатом и сравнительно мелкозернистым кварцем. Мощность таких пегматитовых инъеций колеблется от долей сантиметра до 8—9 метров. Переменяемость пегматитовых тел с гранитами и мигматитами создает полосы сложных пегматитовых инъеций шириной до нескольких сот метров. Иногда жилы пегматитов располагаются вдали от контактовых зон с гранитами и характеризуются более крупнозернистым строением. Они состоят из калиевого полевого шпата и кварца с примесью биотита, мусковита, турмалина, берилла и некоторых других минералов. Эти пегматиты пересекают мелкозернистые разности и образуют шлиры.

Оруденение приурочено к мелкозернистым разностям пегматитов и к инъецируемым ими мигматитам. В обогащенных участках пегматитов их светлая окраска становится более темной в связи с развитием темной слюды и дымчатого кварца. Помимо калиевого полевого шпата и кварца в описываемых породах присутствуют: плагиоклаз, турмалин, сфен, циркон, апатит и сульфиды. Урановое оруденение представлено очень тонкой вкрапленностью уранинита (выделения порядка 0,2 мм в поперечнике). В пегматизированных мигматитах выделяются полосы шириной в 2—3 м с промышленным содержанием урана до 0,2%. В ряде участков месторождения среднее содержание урана достигает 0,5%.

ГРУППА III. СКАРНОВЫЕ (КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В настоящее время скарновые месторождения представляют собой уже достаточно распространенный тип урановых месторождений, включающий большое количество весьма разнообразных по составу представителей. Э. У. Хейнрих, например, среди них выделяет семь отдельных типов или формаций.

К скарновым или контактовым месторождениям, по определению Д. С. Коржинского (Коржинский, 1948), следует относить месторождения, рудой в которых является скарн. Упомянутый исследователь формирование этих месторождений, как известно, связывает с процессами диффузионного и инфильтрационного метасоматоза, протекающими под действием магматогенных растворов. В настоящее время большинство исследователей в формировании описываемых месторождений четко выделяет два разобщенных во времени этапа, что весьма наглядно показано в работе Ф. Н. Шахова (Шахов, 1947). К первому, более раннему этапу относится образование скарнов. По господствующему в литературе мнению этот процесс протекает в интервале температур 800—376°, то есть идет, по-видимому, со значительным участием газовой фазы, которая на ранних стадиях должна играть ведущую роль. Как известно, с этим этапом генетически связывается только магнетитовое оруденение. Вся другая рудная минерализация, в том числе и урановая, связывается со вторым более поздним гидротермальным этапом и является пространственно наложенной на скарны. Процесс наложения этого этапа сопровождается ярко выраженной амфиболизацией пироксенов, окварцеванием и рядом других изменений скарнов. Растворы, вызвавшие перегруппировку вещества и приведшие к образованию скарнов, по-видимому, имеют общий источник с растворами, обусловившими рудную минерализацию более позднего гидротермального этапа. Пространственная приуро-

ченность скарновых месторождений к контактовым зонам интрузий в значительной мере определяется тем, что в прогретых породах гораздо активнее осуществляется миграция вещества, в частности, более энергично протекают процессы диффузии, как об этом писал еще М. А. Усов (Усов, 1931).

В наши дни на земном шаре известно всего лишь несколько скарновых месторождений урана, имеющих промышленные запасы. Наиболее интересным из них является австралийское месторождение Мэри-Кетлин, описание которого и приводится ниже.

Месторождение Мэри-Кетлин открыто в 1954 г. Расположено оно в северо-западном Квисленде, примерно на половине расстояния между известным рудным районом Маунт-Айза и г. Кланкарри.

Район месторождения сложен докембрийскими (нижнепротерозойскими) метаморфическими породами (слои Корелла), собранными в синклинальную складку, разбитую многочисленными сбросами. Ниже приводится разрез пород района по Р. С. Мачесону и Р. А. Серлю (Matheson, Searl, 1956) снизу вверх:

1. Лавы или силлы основных пород, перемежающиеся с гранулитами и кварцитами.

2. Известковистые гранулы и перекристаллизованные кремнистые известняки, переслаивающиеся с гранулитами и слюдястыми сланцами с подчиненными им конгломератобрекчиями, скаполитизированными диоритами и интрузиями основного состава.

3. Переслаивающиеся кварциты и гранулиты.

В районе широко развита гранитизация, особенно охотно поражающая гранулиты и некоторую часть брекчии конгломерата. Пространство, занятое гранитизированными породами, имеет грибовидную форму.

Площадь развития указанных пород с востока и запада ограничена гранитами, гранито-гнейсами и частью интрузивными порфиридами, входящими в состав единого интрузивного комплекса. Дериватами этого комплекса являются дайки порфиридов и кварцевые жилы. Наиболее поздние интрузивные образования района — дайки долеритов.

Месторождение находится на западном опрокинутом крыле упомянутой синклинали, разбитой серией разломов северо-восточного, меридионального и реже северо-западного простирания с крутым падением (рис. 6). Одно из крупнейших северо-восточных нарушений — разлом Валли проходит в 2,5 км севернее месторождения. Помимо указанных разломов, на участке выделяется целый ряд северо-западных сколовых нарушений и пологих трещин, также игравших значительную роль в формировании месторождения.

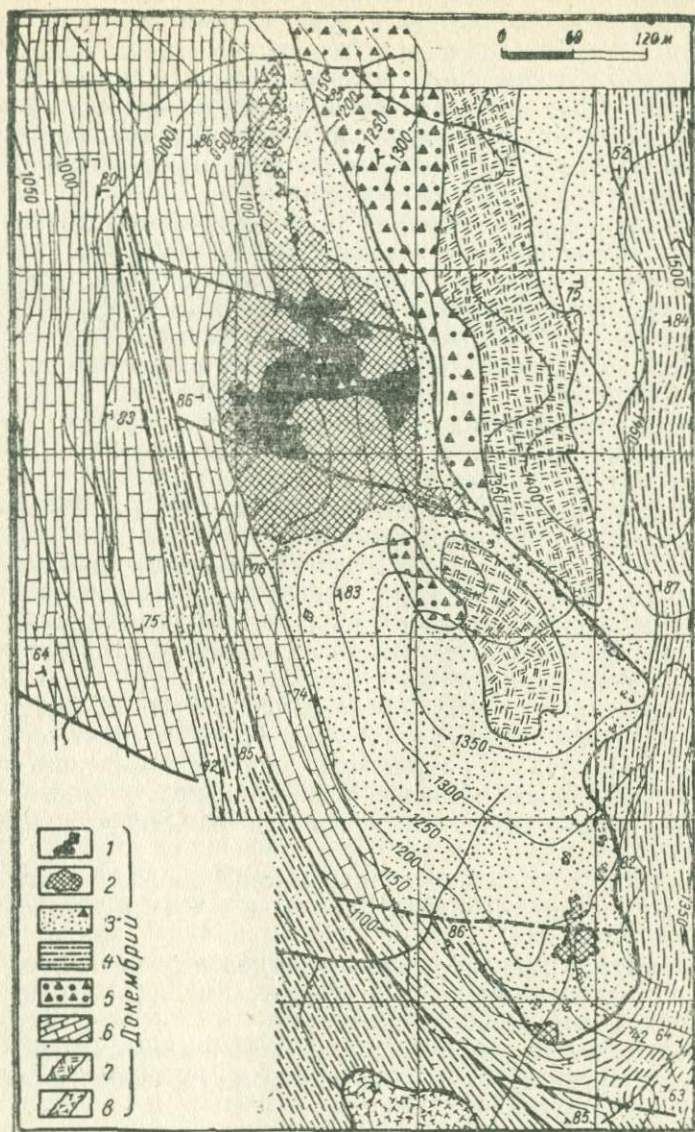


Рис. 6. Детальная геологическая карта месторождения Мэри-Кетлин (по Мачесону и Серлю). 1 — выход рудного тела на поверхность; 2 — участки со слабой минерализацией; 3 — зоны гранатного метасоматоза; 4 — кварциты; 5 — брекчия конгломерата; 6 — диопсид-скаполитовые гранулиты; 7 — скаполитизированный диорит; 8 — измененная основная интрузия

Рудная минерализация связана с зоной развития гранатых скарнов, проявляющейся между двумя сколовыми нарушениями северо-западного простирания с граничащей, с одной стороны, с конгломерато-брекчиями, а с другой — с известняками. Она представляет собой серию прожилков и полос в скарнах, приуроченных в основном к трещинам с западным падением. Главное рудное тело имеет неправильную форму и достигает 135 м в поперечнике.

Типичная руда состоит из темно-коричневого до черного ортита, замещающего гранат-диопсид-апатитовый скарн. Уран в ней представлен мелкой вкрапленностью настурана, в основном ассоциирующей с ортитом, а также с редкоземельными минералами (стиллвелитом, карноцеритом и ринкитом). Реже наблюдается ассоциация с пиритом, пирротинном и халькопиритом, иногда с молибденитом и галенитом.

Как указывают вышеупомянутые исследователи, гранат представлен андрадитом и алмандином, причем замечено, что настуран развивается только по андрадиту.

На месторождении имеется зона окисления. Интенсивно она проработана до глубины 15 м с развитием гуммита, уранофана и бета-уранотила. Частичные изменения наблюдаются до глубины 36 м. Ниже этого горизонта выделения настурана окружены первичными ореолами из «амфорного кремнезема» флюорита, кальцита, пирита или орродита. Сам ортит существенной радиоактивностью не обладает.

Запасы месторождения оценивались цифрой 6,6 млн. т руды при среднем содержании U_3O_8 — 0,14%. Однако, судя по журнальным данным, разведочные работы, проведенные в последние годы, привели к существенному приросту запасов. Отношение урана к торию в первичных и окисленных рудах составляет 5:1.

Подобные же месторождения известны в южной части упомянутой синклинали (Клейн-Дороти) и в 4 км к юго-востоку в районе Рита.

Абсолютный возраст урановых месторождений данной территории, определенный по изотопическому составу свинца в монаците, равен 1200 млн. лет.

Определенное внимание исследователей в настоящее время привлекает урановая минерализация, приуроченная к железным рудам Центральной Швеции.

Как известно, на указанной территории имеется три типа железных руд: 1) бурундучные руды, представляющие собой химический осадок; 2) апатитсодержащие железные руды магматического происхождения; 3) скрановые руды. Урановая минерализация установлена только в последнем типе руд (Мартинсон, Велин, 1959), где она обычно располагается

в тектонических зонах, секущих скарные тела. Минерализация представлена вкрапленностью окислов урана, которые чисто условно — только на основании отсутствия колломорфных структур — отнесены к ураниниту. Последний тесно ассоциирует с тремолит-актинолитом, диопсидом или магнетитом. Присутствия каких-либо других первичных минералов не установлено. Из вторичных отмечается развитие либигита. Кроме того, много лет назад в ряде скарных железорудных месторождений рассматриваемой территории (Норберг и другие) был открыт радиоактивный углеводород — уранинитовый комплекс (Davidson, Bowie, 1951).

Месторождение Вильгельм, расположенное недалеко от г. Аскерзунда, представляет собой типичный и наиболее изученный пример описываемой минерализации.

Скарны здесь развиваются по контакту пегматоидных гранитов с прорываемыми ими породами лептитовой формации архея. По составу они существенно амфибол-диопсидовые со сфеном и биотитом. Широким развитием пользуются кварц и кальцит. Главным рудным минералом является магнетит, образующий пластообразные залежи значительных размеров и сравнительно небольшой мощности.

Урановая минерализация, представленная уранинитом с низким содержанием тория, образует мелкую вкрапленность с размером отдельных выделений порядка 0,05 мм. Уранинит ассоциирует с тремолит-актинолитом, диопсидом или магнетитом. Наблюдается закономерность, выражающаяся в повышении содержания урана с увеличением железистости амфибола.

К этому же типу должны быть отнесены некоторые сульфидные ураноносные месторождения, примерами которых могут служить молибденитовые месторождения Марокко.

Одно из них расположено в Азегуре в Атласских горах. Здесь уранинит развивается в молибденитсодержащем гранатовом скарне. Тесно ассоциируя с гематитом, он обычно располагается между зернами граната и местами внутри пластинок молибденита. По данным П. Рамдора (Рамдор, 1962), уранинит замещается пиритом и сфалеритом. Помимо указанных рудных минералов на месторождении известен широкий комплекс сульфидов, а также отмечается присутствие шеелита и небольшого количества магнетита. Из жильных помимо граната в скарнах присутствуют кальцит, доломит, анкерит, волластонит, везувиян, актинолит, хлорит, кварц и некоторые другие.

Другим примером является месторождение Бу-Аззер в Тичке, южнее Марокко. Здесь сульфидная минерализация с молибденитом пространственно приурочена к гранатовому скарну, залегающему в контакте с гранитной интрузией. Уран,

представленный браннеритом, ассоциирует с серым кварцем, содержащим молибденит.

По-видимому, правы те исследователи (Котляр, 1961 и др.), которые к рассматриваемому типу относят канадское месторождение урановой смолки Рекспар. Урановая минерализация здесь в ассоциации с сульфидами находится в кварцевых прожилках секущих скарн.

Наконец, сюда же должны быть включены месторождения, связанные со щелочными скарнами, образованными в контакте или непосредственной близости от массивов щелочных — основных пород. Урановая минерализация в них связана с пирохлором, бетафитом и монацитом.

Примерами подобных образований могут служить пирохлорсодержащие скарновые зоны некоторых районов Канады. Так, например, в районе Филд (Британская Колумбия), примыкающем к северо-западной части щелочного комплекса Айс-Ривер, среди кембрийских известняков имеется несколько зон щелочных скарнов, содержащих пирохлор и другие радиоактивные минералы. Или же в Ньюмене (провинция Онтарио) и близлежащих месторождений на островах озера Ниписсинг имеются тела скарноподобной породы с вкрапленностью урансодержащего пирохлора (Rowe, 1954).

По своему геологическому положению, а также по минеральным ассоциациям указанные щелочные скарны стоят весьма близко к карбонатитам, в связи с чем некоторые исследователи (Хейнрих, 1962) и включают их в эту группу месторождений.

ГРУППА IV. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения урана представляют собой большую и очень важную группу месторождений. Отдельные ее представители нередко содержат очень богатые руды.

Главным минералом, обуславливающим промышленную ценность большинства гидротермальных месторождений, является урановая смолка. Достаточно широко распространен также силикат урана — коффинит. В меньшем количестве встречается уранинит, а также сложные окислы типа браннерита и давидита, характерные обычно для высокотемпературных месторождений. В ряде месторождений ведущее значение приобретает ненандкевит. Иногда встречаются так называемые первичные (гипогенные) черни, в составе которых присутствует значительное количество шестивалентного урана. Полагают, что черни возникают за счет урановой смолки, при воздействии на нее более поздних порций гидротермальных растворов.

В настоящее время эти месторождения большинством исследователей рассматриваются как магматогенные, т. е. образованные из рудоносных растворов, являющихся продуктами дифференциации магмы, богатой кремнекислотой и щелочами. Генетически такие месторождения преимущественно связывают с кислыми, реже щелочными интрузивными породами, хотя такая связь далеко не всегда хорошо устанавливается. В ряде районов, где подобная связь установлена достаточно четко, проведенные исследования абсолютного возраста показали, что рудная урановая минерализация возникает примерно через десять миллионов лет после формирования наиболее молодой интрузии и сопутствующей дайковой серии (Ф. И. Вольфсон, И. П. Кушнарев и др., 1961).

Весьма веским аргументом в пользу генетической связи оруденения с той или иной интрузией многие исследователи считают нередко устанавливаемую их общность в химическом составе.

Весьма характерным для месторождений группы является часто встречающаяся ассоциация оруденения с эффузивными и эффузивно-осадочными образованиями различного возраста. Хорошо известна также пространственная связь оруденения с комплексами метаморфических пород.

Условия локализации гидротермальных урановых месторождений в последние годы интенсивно изучаются исследователями. В частности, у нас в стране этой теме посвящено большое количество работ (Кушнарев, Лукин, 1959, Вольфсон и др., 1961, 1966, 1967; Лаверов и др., 1962, 1964, 1966**; Кисляков и др., 1966**; Пельманов, Завалин, Жаркова, 1968*** и ряд других). В указанных исследованиях достаточно четко наблюдается два направления. С одной стороны, ведется изучение общей геолого-структурной позиции урановых рудных полей и месторождений в пределах определенных рудных провинций, с другой — исследуются локальные структуры, определяющие закономерности размещения оруденения в пределах отдельных рудных полей и месторождений.

При решении первой задачи, по мнению Ф. И. Вольфсона и др., необходимо учитывать следующие основные факторы: 1) положение оруденения в структурных этажах и ярусах; 2) отношение оруденения к крупным разрывным нарушениям; 3) положение оруденения в складчатых структурах; 4) положение оруденения относительно вулканических аппаратов и субвулканических магматических тел; 5) отношение оруденения к гипабиссальным и другим интрузивам.

Наиболее прогрессивный подход к решению второй задачи также предполагает рассмотрение урановорудных тел по взаимосвязи с геологическим строением рудоносных площадей. С этой точки зрения заслуживает внимания классификация

урановых рудных тел, предложения Н. П. Лаверовым, Б. Л. Рыбаловым и др. 1966** (табл. 14).

В таблице представлено семь групп рудных тел, приуроченных к определенным рудоконтролирующим структурам. С учетом способа отложения вещества (выполнение полостей и метасоматоз) в пределах групп выделяются типы. Ниже приводится краткая характеристика выделенных групп.

1. Тела в пологозалегающих слоистых осадочных и осадочно-эффузивных толщах. Среди них выделяют два типа:

а) столбы и жилы в секущих разломах и трещинах, образующихся путем выполнения открытых полостей. Рудные тела здесь приурочены к крутопадающим разрывам, рассекающим отложения наложенных мульд. Наиболее богатое оруденение тяготеет к участкам пересечения и сопряжения трещины различных направлений, а также к местам изменения их простирания и падения;

б) согласные пластовые тела и залежи вдоль межпластовых срывов (рис. 7). В размещении оруденения большое значе-

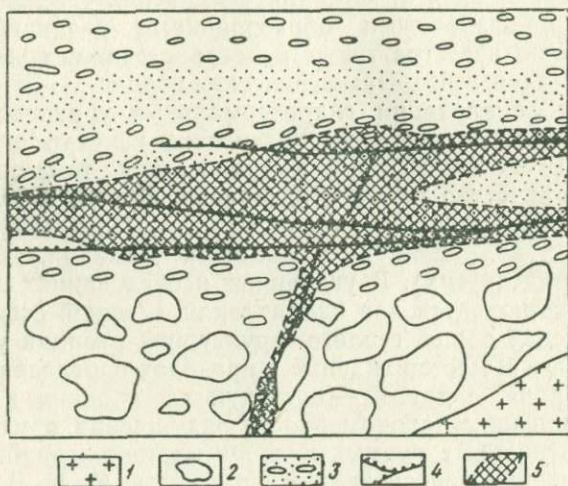


Рис. 7. Строение послойного рудного тела (по Н. П. Лаверову, Б. Л. Рыбалову и др.**). 1 — граниты основания; 2 — крупноглыбовые конгломераты; 3 — гравелиты с прослоями песчаников; 4 — тектонические швы; 5 — рудное тело

ние имеют горизонты пород с повышенной пористостью и трещиноватостью. Характерно многэтажное расположение рудных тел на различных стратиграфических уровнях.

2. Тела в поверхностных вулканических постройках. Размещение оруденения определяется крутопадающими разрывными

Положение групп рудных тел в структурных этажах и ярусах рудоносных провинций	Типы рудных тел, образованных путем		Основные контролирующие геологические структуры
	выполнения полостей	метасоматического замещения и выполнения тонких пор	
1	2	3	4
<p>Верхний этаж периода активизации щитов. Верхний ярус геосинклинального этажа складчатых областей.</p> <p>Верхний этаж периода активизации щитов. Верхний и средний ярусы геосинклинального этажа складчатых областей.</p> <p>Верхний и средний ярусы геосинклинального этажа складчатых областей</p>	<p>Столбы и жилы в секущих разломах и трещинах</p> <p>Рудные тела жильной формы в горизонтах благоприятных пород в зонах секущих трещин над разломами фундамента</p> <p>Штокверковые тела неправильной формы и жиллообразные штокверковые залежи, располагающиеся вблизи крутопадающих и пологих разрывов и развивающиеся по обновленным трещинам отдельности. Жильные и линзовидные тела в зонах сближенных трещин и отдельных трещинах скальвания. иногда</p>	<p>Согласные пластовые тела и залежи вдоль межпластовых срывов в благоприятных породах над зонами крутопадающих разломов фундамента</p> <p>Плоские линзообразные тела сложной формы с вкрапленным и прожилково-вкрапленным оруденением в горизонтах благоприятных пород на участках пересечения их крутопадающими разрывами.</p> <p>Тела тонкорассеянных и прожилково-вкрапленных руд сложной формы, тяготеющие к разрывам и подчиняющиеся особенностям внутреннего строения некков (периферические части магматических тел и контакты их разновозрастных фаз, участки сложной флюидальности и мелкой трещиноватости и др.)</p>	<p>Пологозалегающие слоистые осадочные и осадочно-эффузивные толщи и разломы</p> <p>Поверхностные вулканические постройки и разломы</p> <p>Субвулканические интрузивы, корневые части и разломы некков вулканических аппаратов</p>

1	2	3	4
<p>Платформенный этаж (чехол) активизированных областей. Нижний-средний ярусы геосинклинального этажа складчатых областей. Фундамент складчатых областей, активизированных платформ и щитов.</p> <p>Нижний ярус геосинклинального этажа складчатых областей, фундамент (нижний этаж) складчатых областей. Платформенный чехол активизированных областей.</p> <p>Фундамент (нижний этаж) складчатых областей</p>	<p>столбы, контролируемые местами пересечения и сопряжения разрывов.</p> <p>Сложные жилы, штокерки, и столбы в протяженных разрывах и сопряженных с ними трещинах</p> <p>Жилы в секущих разрывах, сопряженных со складками. Концентрация оруденения в горизонтах благоприятных пород.</p> <p>Жилы и жильобразные тела в послойных и секущих разрывах</p>	<p>Согласные плоские линзы и столбообразные залежи прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд в зонах послойных срывов, развивающихся среди благоприятных толщ в участках замыкания складок и перегибов их крыльев. Приуроченность обогащенных участков к местам пересечения послойных срывов с крутопадающими дайками</p> <p>Пластообразные и линзообразные тела вкрапленных и тонкорассеянных руд, согласные со складками</p>	<p>Крупные тела интрузивов ранних и средних этапов развития геосинклинальных областей и периода активизации платформ и разломы</p> <p>Складчатые толщи слабо метаморфизованных пород и разломы</p> <p>Складчатые толщи глубоко метаморфизованных пород гнейсов и разломы</p>

1	2	3	4
Верхний ярус щитов. Активизированные щиты Фундамент (нижний этаж) геосинклинальных областей	Жилы, линзообразные залежи и столбы в крупных разломах и сопряженных с ними разрывах	Линзообразные и столбообразные залежи тонкорассеянного оруденения в крупных разрывах и сопряженных с ними нарушениях	Глубоко метаморфизованные осадочные, эффузивные, интрузивные породы и разломы

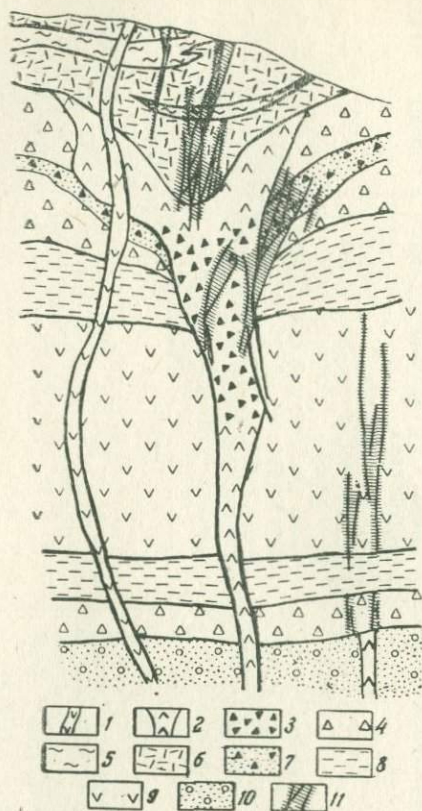


Рис. 7а. Развитие урановых жил над neckами фельзитов. Схематический разрез (по Н. П. Лаврову, Б. Л. Рыбалову и др.**). 1—кварцевые порфиры (дайка); 2—фекзит—порфиры neckа; 3—эруптивные брекчии и агломераты; 4—брекчии кварцевых порфиров и фельзитов; 5—игнимбриты и фельзит—порфиры; 6—псаммитовые туфы кислых пород; 7—агломераты и туфогенные песчаники; 8—флюидальные сферолит-порфиры; 9—туфы и кластолавы кварцевых порфиров; 10—туфогенные песчаники, туффиты и конгломераты; 11—рудные жилы с околожилными вкрапленниками сульфидов

нарушениями, рассекающими эффузивно-осадочные образования в сочетании с горизонтами, благоприятными для рудоотложения:

а. Рудные тела жильной формы в горизонтах благоприятных пород, в зонах секущих трещин над разломами фундамента. Рудовмещающие трещины развиваются или над дайкообразными некками, фиксирующими зону древнего разлома (рис. 7 а), или образуют самостоятельные пояса и зоны различной, иногда значительной ширины (рис. 7 б). Строение этих зон зависит от особенностей литологического состава и физико-механических свойств вмещающих пород;

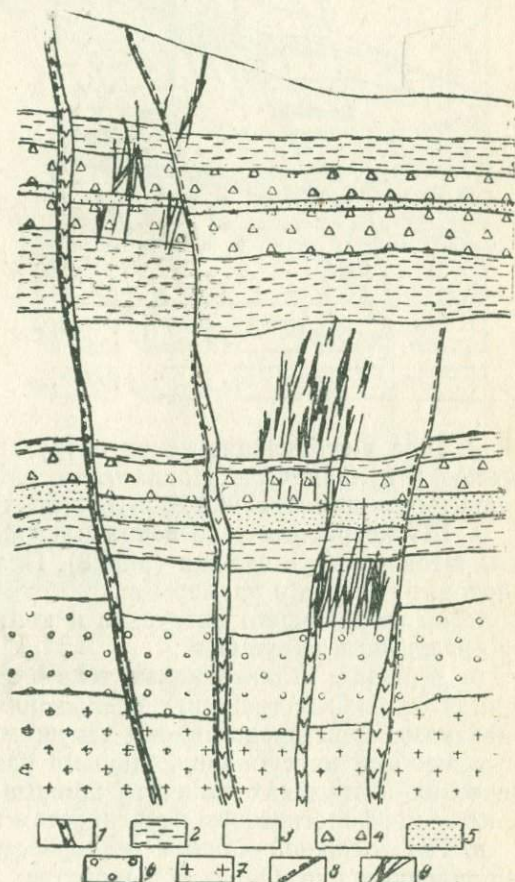


Рис. 7 б. Строение рудных зон в пирокластических породах. Схематический разрез (по Н. П. Лаврову, Б. Л. Рыбалову и др.). 1 — дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; 2 — фолзиты покровов, флюидальные кварцевые порфиры, игнимбриты; 3 — туфы липаритов, кварцевых порфиров и кластолавы кварцевых порфиров; 4 — лавобрекчии фельзитов и кварцевых порфиров; 5 — туфогенные песчаники и агломераты; 6 — лавоагломераты, с дацитовым цементом, конгломераты; 7 — граниты основания; 8 — тектонические швы; 9 — рудные жилы

б. Плоские линзообразные тела сложной формы в горизонтах благоприятных пород на участках пересечения их крутопадающими разрывами (рис. 7 в). Рудовмещающими обычно

являются вулканогенные породы кислого состава. Часто наблюдается многоярусность оруденения.

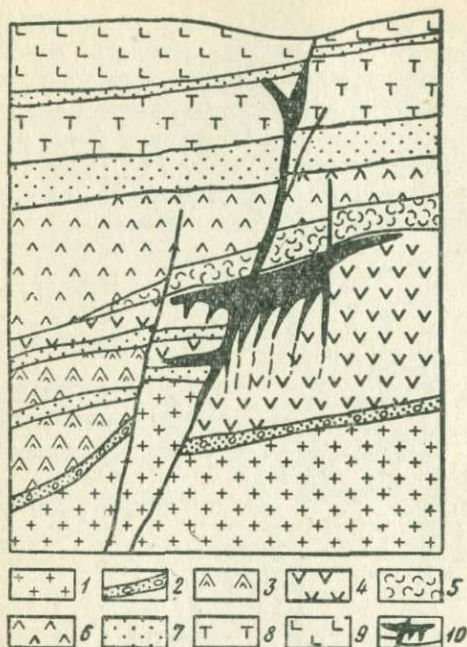


Рис. 7 в. Лентообразные урановые рудные залежи в горизонтах благоприятных пород. Поперечный разрез (по Н. П. Лаверову, Б. Л. Рыбалову и др.**). 1—граниты; 2—конглобрекчи; 3—андезито-базальты; 4—дациты и их туфы; 5—туфы; 6—диабазовые порфиры; 7—конгломераты; 8—андезитовые порфиры; 9—туфолавы кварцевых порфиров; 10—минерализованные разрывы и рудные тела

3. Тела в субвулканических интрузивах и корневых частях некков и вулканических аппаратов. Месторождения группы характерны для провинций складчатых областей:

а. Штокверковые тела неправильной формы и жиллообразные штокверковые залежи (рис. 8). Положение рудных штокверков, их форма и размеры находятся в зависимости от морфологии вмещающего интрузива и контролирующих оруденение разрывных нарушений;

б. Жильные и линзовидные тела в зонах сближенных трещин и отдельных трещинах скалывания (рис. 8 а). В некках указанные зоны представлены секущими разломами и сопровождающими их субпараллельными разрывами. В субвулканических интрузивах такие трещинные зоны нередко подчиняются морфологическим особенностям магматических тел;

в. Тела сложной формы тонкорассеянных и прожилкововкрапленных руд. Они в большинстве случаев бывают приурочены к неккам и в своем размещении обычно определяют их внутренней структурой или структурой корневых частей вулканических аппаратов (рис. 8 б).

4. Тела в крупных интрузивах. Сюда относятся сложные

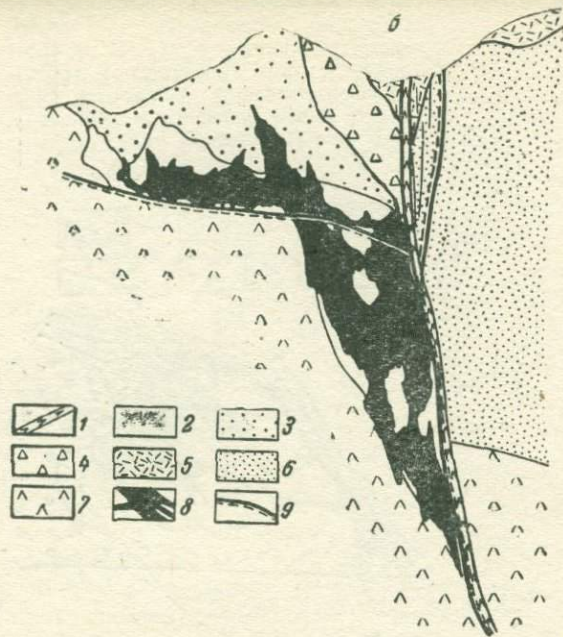


Рис. 8. Разрез штокервового рудного тела, приуроченного к сложному субвулканическому интрузиву (по Н. П. Лаверову, Б. Л. Рыбалову и др.**). 1 — лампрофиты; 2 — граносиенит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — кластолавы и лавобрекции липаритов; 5 — пепловые туфы; 6 — туфогенные песчаники; 7 — андезиты и их туфы; 8 — рудные тела; 9 — тектонические разрывы

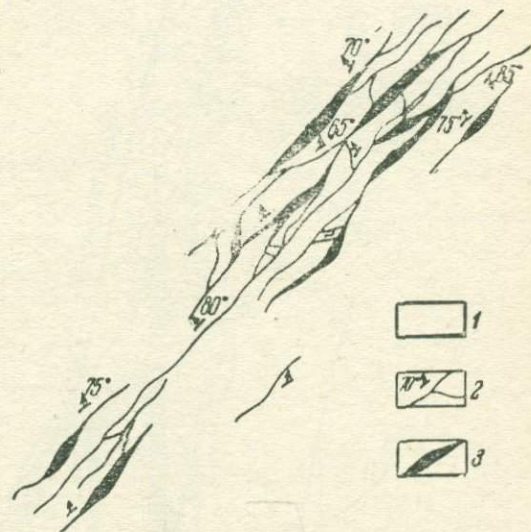


Рис. 8а. Жильные и линзовидные тела в линейной трещинной зоне. План (по Н. П. Лаверову и Б. Л. Рыбалову и др.**). 1 — гранит-порфиры; 2 — тектонические разрывы; 3 — рудные тела

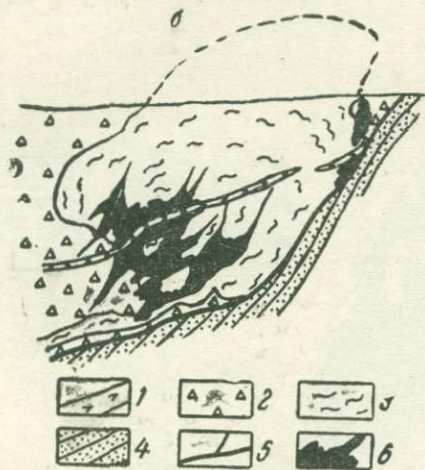


Рис. 86. Тела сложной формы, приуроченные к корневой части экструзива фельзитов. Поперечный разрез (по Н. П. Лаврову и Б. Л. Рыбалову и др.**). 1—дайки микродиоритов; 2—лавобрекчии фельзитов; 3—фельзиты; 4—осадочные породы; 5—разрывы и трещины; 6—рудные тела

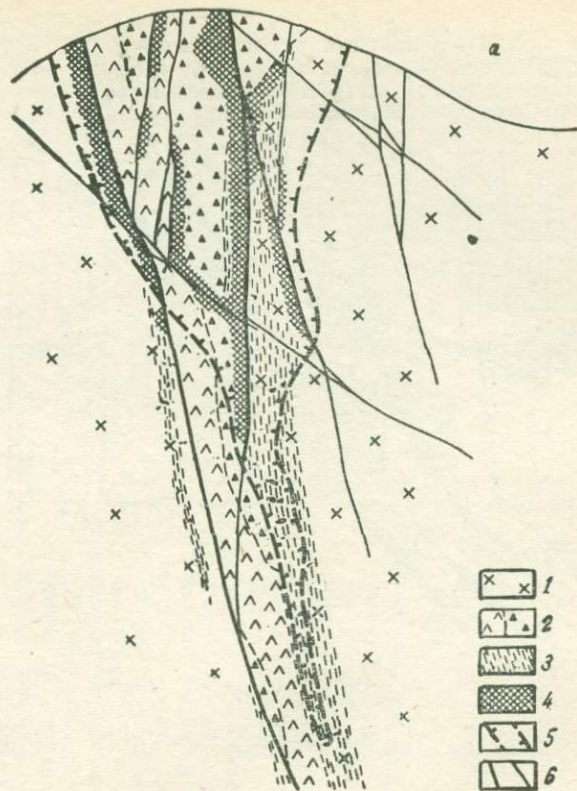


Рис. 9а. Урановые рудные тела в эндоконтакте гранитоидов. Поперечный разрез (по Н. П. Лаврову, Б. Л. Рыбалову и др.**). 1—гранитоиды; 2—фельзит-порфиры и брекчии; 3—милониты; 4—«кварцевые ядра»; 5—контуры рудного тела; 6—разрывы

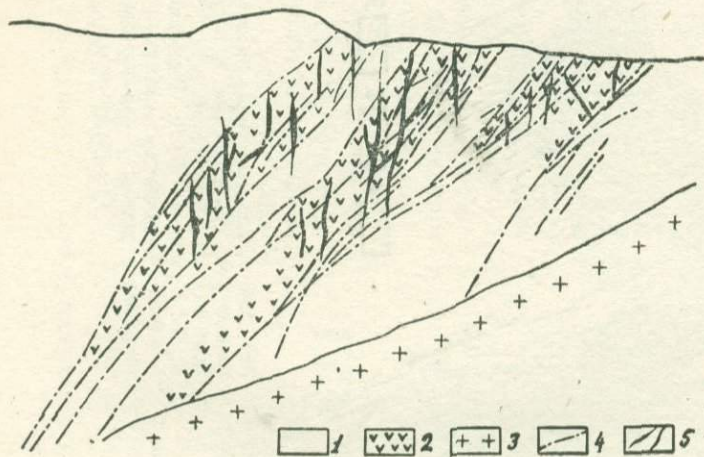


Рис. 10а. Приуроченность ураноносных жил к горизонтам благоприятных пород в пределах сложного разлома. Разрез (по Н. П. Лаверову, Б. Л. Рыбалову и др.**). 1 — филлиты и кварциты; 2 — диабазы, мандельштейны, туфы и амфиболиты; 3 — граниты; 4 — тектонические разрывы; 5 — рудные жилы

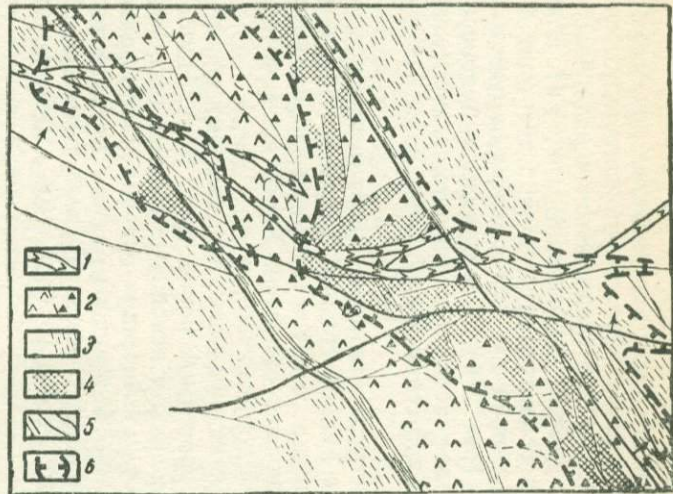


Рис. 9б. Строение штокверкового рудного тела, приуроченного к разлому. План (по Н. П. Лаверову, Б. Л. Рыбалову и др.**). 1 — диабазы; 2 — фельзиты и их брекчии; 3 — милониты; 4 — «кварцевое ядро»; 5 — разрывы; 6 — контур рудного тела

жилы, штокверки и столбы в протяженных разрывах и сопряженных с ними трещинах. Они обычно локализуются в абиссальных и гипабиссальных гранитоидах в различных этажах и ярусах многих рудных провинций (рис 9 а). В пределах крупных разломов тела преимущественно тяготеют к местам сочленения и пересечения с тектоническими нарушениями других направлений (рис. 9 б). В оперяющих рудоносных трещинах обогащенные участки локализуются в местах пересечения ими даек жильной серин и некоторых других структурных элементов.

5. Тела в складчатых толщах слабо метаморфизованных пород. Оруденение данной группы главным образом развивается в породах нижнего яруса геосинклинального этажа или фундамента складчатых областей. Характерен четкий литологический контроль оруденения;

а. Жилы в секущих разрывах, сопряженных со складками в горизонтах благоприятных пород (рис. 10 а). Наиболее интересные в промышленном отношении рудные тела этого типа залегают среди метаморфических сланцев и пространственно приурочены к сложно построенным зонам древних разломов.

б. Согласно плоские линзы и столбообразные залежи в зонах послойных срывов (рис. 10 б). Обычно это тела

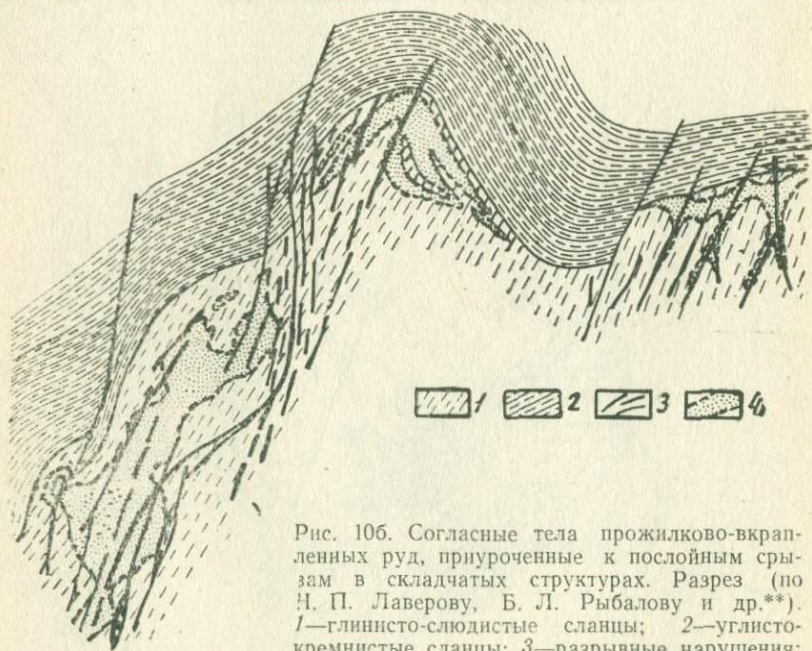


Рис. 10б. Согласно тела прожилково-вкрапленных руд, приуроченные к послойным срывам в складчатых структурах. Разрез (по Н. П. Лаверову, Б. Л. Рыбалоу и др.**). 1—глинисто-сланцевые сланцы; 2—углисто-кремнистые сланцы; 3—разрывные нарушения; 4 — оруденение

вкрапленных или прожилково-вкрапленных руд, подчиненные складчатой структуре вмещающих пород.

6. Тела в складчатых толщах глубоко метаморфизованных пород (рис. 10в). Морфологически рудные тела близки к таковым предыдущей группы, только залегают они в глубоко-метаморфизованных толщах нижнего этажа или среднего яруса верхнего этажа щитов:

а. Жилы и жилообразные тела в послойных и секущих разрывах. Оруденение в послойных нарушениях развивается по контактам толщ с различными физико-механическими свойствами. В поперечных жилах оно преимущественно приурочено к участкам пересечения ими послойных пологопадающих нарушений.

б. Пластообразные и линзообразные тела, согласные со складками. Рудные тела вкрапленных и тонкорассеянных руд отчетливо контролируются отдельными горизонтами древних метаморфических толщ щитов или нижнего этажа геосинклиналей.

7. Тела в глубоко метаморфизованных осадочных и интрузивных породах;

а. Жилы, линзообразные залежи и столбы в крупных разломах и сопряженных с ними разрывах. Принципиальным является приуроченность оруденения к крупным разрывным структурам. Помимо структуры на локализацию оруденения влияет и литология вмещающих пород. Судя по текстурам жил рудоотложение происходило в близповерхностных условиях;

б. Линзообразные и столбообразные залежи в крупных разрывах и сопряженных с ними нарушениях. Тонкорассеянное оруденение метасо-

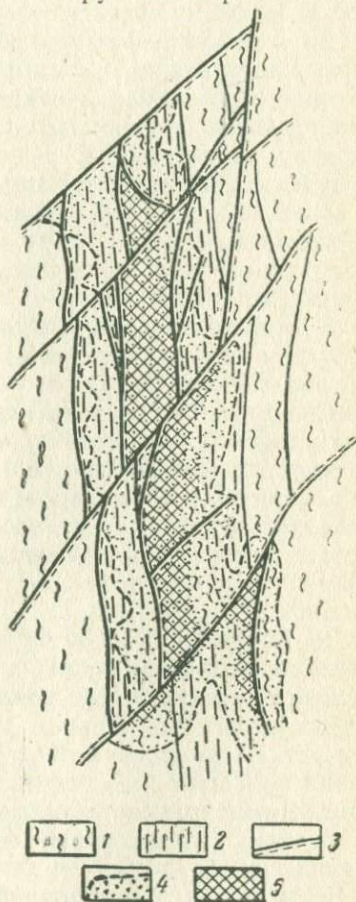


Рис. 10в. Положение урановых рудных тел в метаморфической толще. План (по Н. П. Лаверову, Б. Л. Рыбалову и др.**). 1 — сланцы; 2 — роговики; 3 — разломы; 4 — ореол развития карбонатно-альбитового изменения пород; 5 — рудные тела

матического характера развивается в форме изометричных, линзовидных, жиллообразных тел и уплощенных труб среди интенсивно минерализованных пород. По сравнению с предыдущим типом эти рудные тела отличаются достаточной выдержанностью.

В ряде рудных районов в пространственном расположении уранового оруденения наблюдается более или менее отчетливая зональность. Так, например, она давно известна в Корнуэлле (Англия), где урановая минерализация тяготеет к медной и меднополиметаллической, накладываясь на нее, а местами и на еще более высокотемпературную оловосодержащую минерализацию. Установлена она также в пределах Армориканского массива и Центрального Французского плато, где урановое оруденение проявилось совместно с олово-вольфрамовыми жилами. В некоторых районах Передового хребта (США) урановые месторождения распределяются в виде самостоятельной зоны, расположенной между внутренним золото-пиритовым поясом и наружным серебро-свинцово-цинковым. Характерна подобная зональность и для многих других районов мира.

В отношении причин возникновения такой зональности до сих пор не существует единого мнения. Так, еще М. Краус (Kraus, 1916) считал, что зональность Яхимовского месторождения в Чехословакии является следствием преобразования единого рудоносного раствора по мере его движения от гранитного массива и изменения физико-химических условий циркуляции. О. Эльснер (O. Elsner, 1958) полагает, что зональность ряда ураноносных рудных полей Саксонских Рудных гор обусловлена постепенным остыванием гранитного массива и «перемещением его свода в глубину по наклонной линии».

Б. В. Бродин (1963) пришел к выводу, что положение зон различной минерализации в значительной мере определяется степенью и характером проявления предшествующих тектонических движений. Причем урановая минерализация тяготеет к участкам наиболее интенсивного проявления тектоники. Особенно большую роль тектонические факторы играют при распределении уранового оруденения на небольших площадях, в пределах рудных полей, отдельных месторождений и рудных тел.

По мнению Б. В. Бродина, на урановых месторождениях, помимо так называемой структурной зональности, нередко наблюдается вторичная гипогенная зональность оруденения, обусловленная проявлением пострудных метасоматических процессов, которые способны при определенных условиях значительно изменить размещение урановой минерализации.

Вопрос о формах переноса урана в гидротермальных

растворах был рассмотрен выше. Здесь мы только отметим, что большинство исследователей допускает перенос урана как в шестивалентной, так и четырехвалентной (реже) форме.

Наиболее вероятны следующие формы переноса:

1) в виде уранил-иона в карбонатных растворах, имеющих слабощелочную реакцию,

2) в виде хлоридов и фторидов шестивалентного урана в кислых растворах,

3) в форме галлоидных соединений четырехвалентного урана,

4) в виде комплексных уранил-силикатных ионов типа $n\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{UO}_2 \cdot m\text{SiO}_2[\text{U}^4 + \text{F}(\text{CO}_3)_3]$. Роль этих соединений очень ограничена, так как диссоциация поликремневых кислот требует очень высоких значений рН, при которых уран интенсивно гидролизуеться и осаждается.

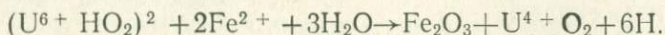
Возможно, что при определенных условиях в растворах сложного состава могут образовываться смешанные комплексные ионы, например, фтор-карбонатные или сульфат-карбонатные.

Осаждение первичных урановых минералов может быть вызвано уменьшением количества сульфата или карбоната в растворе, снижением температуры, давления или того и другого вместе, а также путем химического взаимодействия раствора с вмещающей породой. Изменение температуры и давления, а также химическое взаимодействие могут привести к восстановлению U^{6+} до U^{4+} , что, по мнению многих исследователей, является ведущим фактором рудоотложения.

Опыты Миллера и Кэрра показали, что урановая смолка может быть осаждена из уранил-сульфатных растворов сероводородом по следующей реакции:



Двухвалентное железо, как показали эксперименты, также может быть хорошим восстановителем для уранил-иона. Реакция идет по следующей схеме:



Приведенная реакция объясняет часто встречающуюся тесную ассоциацию урановой смолки с гематитом.

Литологический контроль оруденения на урановых гидротермальных месторождениях в той или иной степени проявляется почти повсеместно. Наблюдения показали, что весьма энергичными осадителями урана являются богатые железом породы, такие, как амфиболиты, хлоритовые сланцы, амфиболовые и пироксеновые скарны, диабазы, базальты, а также различные пиритизированные разности пород. В качестве восстановителя здесь выступает двухвалентное железо, перево-

дящее шестивалентный уран в четырехвалентное состояние. В литературе известны случаи, когда в одной и той же жиле урановые руды появляются на участках, где жила пересекает основные породы, и исчезают, как только она переходит в породы кислого состава. Весьма показательной отмеченной особенностью проявляется на месторождениях района оз. Атабаска в Канаде, на многих месторождениях США и района Рудных гор Центральной Европы (Янишевский, Константинов, 1960).

Однако в ряде рудных провинций, особенно в пределах молодых складчатых областей, нередко наблюдается противоположная картина — урановая минерализация предпочитает отлагаться в более кислых по составу породах — кварцевых порфирах, фельзитах и т. д. (Кушнарев, Лукин и др., 1959; Тишкин, Тананаева и др., 1959; Барсуков и др., 1963*).

Весьма важную локализирующую роль играют также битуминозные и углистые породы.

Таким образом, как указывают В. Л. Барсуков и др., к факторам, определяющим относительную благоприятность пород для отложения в них урана, относятся не только «основность» (или «кислотность») этих пород, но и наличие в них компонентов, понижающих окислительно-восстановительный потенциал. Л. С. Евсева и др. (1965) даже полагают, что количественная характеристика восстановительных свойств аород может быть использована в качестве одного из критериев оценки перспективности минерализованных зон.

Процессы окolorудных изменений обычно достаточно широко проявляются на урановых месторождениях, приводя к образованию зон измененных пород. Характер развития этих зон и их состав в значительной мере зависят от того, основными или кислыми разностями представлены вмещающие оруденения породы.

Как отмечают В. Л. Барсуков и др., ореолы окolorудных изменений в основных породах имеют обычно небольшую мощность и прекрасно прослеживаются благодаря резкому изменению окраски.

Так, например, черные базальты района оз. Атабаска, темно-зеленые диабазы территории Большого Медвежьего озера, амфиболовые, хлоритово-амфиболовые сланцы и скарны месторождений Рудных гор вблизи рудных тел становятся тускло-зелеными, бурыми, а иногда кирпично-красными. Крупнозернистые породы постепенно становятся тонкозернистыми и приобретают массивную текстуру. Коренным образом изменяется минералогический и химический состав пород.

На первых этапах изменения темноцветные компоненты вмещающих пород замещаются минералами группы хлорита. Одновременно возникают эпидот, карбонаты и тонкорассеян-

ный гематит, являющийся следствием окисления двухвалентного железа породы и придающий ей буровато-красную окраску. Полевые шпаты вмещающей породы на первых этапах изменения испытывают лишь слабую серицитизацию, которая к концу процесса сменяется интенсивной альбитизацией.

По данным В. Л. Барсукова и др., щелочность рудоносных растворов в процессе метасоматического преобразования основных пород неизменно увеличивалась.

Зоны околорудных изменений на месторождениях, залегающих среди пород кислого состава, имеют более сложную историю формирования и характеризуются более сложным строением.

Весьма распространенным типом изменения является гематитизация, выражающаяся в развитии тонкодисперсного гематита в основном по полевым шпатам и обуславливающая покраснение пород.

Правда, Б. И. Омеляненко (1968**) не считает возможным рассматривать гематитизацию в качестве самостоятельного типа изменения. Он полагает, что она подобно пиритизации может сопровождать те или иные процессы околорудного изменения. Обобщая имеющийся в настоящее время материал, упомянутый автор предлагает выделить следующие типы околорудных изменений на урановых месторождениях: 1) березитизацию; 2) аргиллизацию; 3) низкотемпературное кварц-альбитовое изменение; 4) низкотемпературное кварц-адуляровое изменение.

Березитизация представляет собой существенно кварц-серицитовое изменение. От широко известных подобных изменений, характерных для золоторудных месторождений, данный тип, по мнению Б. И. Омеляненко, отличается лишь более частым проявлением гематитизации, вместо которой в отдельных случаях может развиваться пиритизация. В процессе березитизации исходные породы испытывают осветление, обусловленное замещением темноцветных минералов серицитом, карбонатом и кварцем.

Березитизация может развиваться в различных по составу породах как кислых, так и основных. Метасоматическая колонка, формирующаяся при изменении пород кислого, среднего и основного состава, согласно представлениям исследователей (Горшков и др. 1964; Омеляненко, 1968** и др.), имеет следующий вид (табл. 14 а).

Аргиллизация характерна для многих жильных урановых месторождений, особенно типична она для месторождений США (районы Мерисвейл, штат Юта, Сентрал-Сити, штат Колорадо и др.). Описываемый тип изменения характеризуется развитием гидрослюд, каолинита, монтмориллонита, галлуазита и других глинистых минералов. Весьма типичен алу-

нит. Как указывает Б. И. Омеляненко, аргиллизация часто сопровождается гематитизацией, позже сменяющейся пиритизацией. Ореол измененных пород так же, как и в предыдущем случае, характеризуется четко зональным строением, имеющим свои специфические черты в породах различного состава.

Таблица 14а

Зональность кварц-серицитовых метасоматитов

Зоны	Минералогический состав зон		
	в кислых породах	в средних породах	в основных породах
Внешняя зона метаморфизма	кварц, калишпат, альбит, серицит, анкерит, гематит (пирит)	альбит, серицит, кальцит, хлорит, магнетит (или пирит) + кварц	альбит, карбонат, серицит, хлорит, титаномагнетит
Зона слабо березитизированных пород	кварц, калишпат, альбит, серицит, анкерит, гематит (пирит)	альбит, серицит, анкерит, кварц, гематит (пирит)	альбит, карбонат, серицит, гематит (пирит)
Зона березитизированных пород	кварц, калишпат, серицит, анкерит (?), гематит (пирит)	серицит, анкерит, кварц, гематит (пирит)	карбонат, серицит, гематит (пирит) + кварц
Зона интенсивно березитизированных пород	кварц, серицит, гематит (пирит)	серицит, кварц, гематит	—
Зона существенно кварцевой породы	образуется редко	—	—

Лучше всего эта зональность изучена в породах кислого состава. Так, например, для гранит-порфиров упомянутым автором приводится в следующем виде (от неизменных пород к центру зоны): 1) зона слабой карбонатизации; 2) каолинит-карбонатная зона, характеризующаяся почти полным замещением плагиоклаза каолинитом, а также полным замещением роговой обманки карбонатом; 3) хлорит-монтмориллонит-каолинитовая зона (плагиоклаз полностью замещен агрегатом указанных минералов, биотит частично карбонатизирован); 4) монтмориллонит-каолинитовая зона (плагиоклаз замещен в основном каолинитом); 5) каолинитовая зона (все минералы, за исключением кварца и реликтов ортоклаза, замещены каолинитом); 6) кварцевая зона. Во многих рудных полях США в составе подобного ореола часто присутствует зона интенсивной серицитизации, примыкающая к центральной кварцевой зоне.

Для аргиллизаци, развивающейся по основным породам, известна более простая зональность. Ю. В. Казицын (1962), например, в аргиллизированных габбро-диоритах выделил две зоны: зону биотитизации и зону каолинизации и анкеритизации.

Кварц-альбитовое изменение является значительно менее распространенным типом по сравнению с предыдущими, тем не менее встречается достаточно часто Г. А. Лисициной и др. (1963) среди ореолов кварц-альбитовых метасоматитов, развитых по пропилизитизированным порфирирам, было выделено три зоны: 1) внутренняя, существенно кварцевая или альбитовая; 2) промежуточная, состоящая из альбита и анкерита; 3) внешняя, сложенная альбитом, анкеритом и хлоритом. При наложении описываемого типа изменений на эффузивы кислого состава или на кислые вулканогенно-осадочные породы, как отмечает Б. И. Омеляненко, процесс кварц-альбитового изменения сопровождается интенсивной гематитизацией, причем мощность зоны гематитизации значительно превышает мощность зоны альбитизации. Вблизи контакта с рудой развивается четко выраженный ореол сплошной гематитизации, в формировании которого принимает участие, по-видимому, привнесенное железо. В формировании же широкого ореола покраснения, по мнению Б. И. Омеляненко, привнесенное железо участия не принимает. Выделение отдельных зон здесь может проводиться только по интенсивности развития процесса изменения. Характерно, что калий практически полностью выносится из внутренней зоны, замещаясь натрием.

Для более или менее развернутой характеристики кварц-адулярового типа изменений в современной литературе пока нет необходимых данных.

Проведенное нами изучение фактического материала показало, что в большинстве случаев между различными типами измененных пород существуют взаимопереходы. Наличие же характерных парагенетических ассоциаций типоморфных минералов позволяет выделить отдельные фации метасоматитов: кварцевую, кварц-адуляровую, полевошпатовую, полевошпат-серицитовую, серицитовую*). Указанные фации образуют ряд, особенно хорошо выраженных по падению подзон (сверху вниз): адуляровую, включающую первые две фации, полевошпатовую, серицитовую, представленную последними двумя фациями. Урановая минерализация локализуется в пределах всех подзон, максимально проявляясь в средней подзоне. Породы различных фаций формировались практически одновременно. Различия в составе новообразований обусловлены, главным образом, глубиной их формирования.

*) Установлены в вулканогенных породах, преимущественно, кислого и субщелочного состава.

Исследования также показали, что кварц-серицитовые образования обычно накладываются на дорудные метасоматиты, среди которых устанавливаются (Черепнин, Крюков, 1971) метаэффузивы, вторичные кварциты, альбититы и пропилиты.

При современных геологических исследованиях продукты околорудного метасоматоза с успехом применяются в качестве надежного поискового признака на первичные рудные тела. Особенно же эффективно они могут быть использованы, как показали проведенные нами исследования, при перспективной оценке площадей и выделения участков для постановки детальных поисково-разведочных работ.

Глубина распространения уранового оруденения, по мнению исследователей, различна для разных типов месторождений. По мнению И. П. Кушнарева и др., верхние части собственно урановых месторождений сформировались на расстоянии 500—700 м от дневной поверхности, существовавшей в то время. В некоторых рудных районах оруденение прослежено на 1000—1200 м, а иногда до 1600 м и более. Исходя из этого, упомянутые авторы пришли к заключению, что общая глубина распространения уранового оруденения может достигать 2000—2500 м.

ПОДГРУППА 1. ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Типичным для высокотемпературных месторождений является развитие таких минералов, как амфиболы, биотит, скаполит и другие. Месторождения этой подгруппы распространены несравненно меньше, чем средне- и низкотемпературные месторождения, и имеют, по сравнению с последними, меньшее практическое значение. Все известные высокотемпературные месторождения относятся к глубинным фациям. По способу отложения вещества они довольно четко делятся на жильные и метасоматические.

Жильные месторождения

Среди них выделяются следующие формации: 1) давидитовая; 2) урансодержащая золото-молибденитовая; 3) браннеритовая.

ДАВИДИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения данной формации характеризуются минеральными ассоциациями, отчетливо указывающими на более высокотемпературные условия, чем те, которые обычно господствуют при формировании смолковых месторождений. В связи с этим некоторые исследователи эти месторождения считают возможным относить даже к пегматитам.

Месторождения формации представлены главным образом трещинными жилами, залегающими в основных породах — амфоболитах, пироксенитах, анортозитах и т. д., а также в парагнейсах и мигматитах. Имеются как будто бы указания на связь некоторых месторождений с основными породами или натриевыми аплитами.

Руды представлены магнетитом, гематитом, ильменитом, рутилом и давидитом. Иногда присутствует небольшое количество сульфидов. Из жильных минералов зарегистрированы: биотит, кварц, кальцит, иногда диопсид, скаполит и полевоый шпат.

Известные в мировой практике месторождения этой формации отличаются сравнительно многочисленными рудными телами, имеющими обычно некрупные размеры и достаточно высокое содержание урана. Несколько лет назад эта формация насчитывала буквально единичных представителей во всем мире. В настоящее же время установлено ее достаточно широкое распространение. Наиболее известными примерами формации являются месторождение Рейдиум-Хилл (Ю. Австралия) и Тете (Мозамбик).

Месторождение Рейдиум-Хилл расположено в Южной Австралии, примерно в 340 км к северо-востоку от г. Аделаиды и в 96 км от известного свинцового месторождения Брокен-Хилл. Открыто оно в 1901 г. и периодически разрабатывалось на радий. Современные исследования начались с 1944 г. Месторождение достаточно крупное.

Район сложен двумя докембрийскими комплексами: архейским и протерозойским. Месторождение приурочено к трещинным структурам в архейском комплексе и расположено в 1,6 км к востоку от главного сброса, разделяющего архейские и протерозойские породы.

Архейские образования представлены парагнейсами, сопровождаемыми различными изверженными породами как основными, так и кислыми. Основные породы, образующие силлы и куполообразные тела оталькованных и рассланцованных амфоболитов, являются более ранними. Кислые же разности, включающие гранитоиды и пегматиты нескольких фаз образования, — более молодые. Гнейсы собраны в крутые складки восток-северо-восточного направления.

Протерозойские породы состоят из кварцитов, сланцев и тиллитов, также резко дислоцированных с образованием складок юго-западного направления.

Породы архея и протерозоя интродуцированы более молодыми габбро, горнблендитами, тоналитами, гранодиорит-аплитами и различными гранитоидами, сопровождающимися дайками порфиоров, долеритов и пегматитов.

Месторождение расположено в пределах антиклинальной складки, погружающейся к северо-востоку и пересеченной продольными секущими, в основном крутопадающими, разрывными нарушениями (рис. 11).

Рудные тела месторождения представлены большим количеством жил, из которых семь являются главными. Все они приурочены к сбросам и крупным трещинам северо-восточного и юго-западного направлений. Расстояние между жилами обычно 25—30 м, редко 5—6 м. Система этих рудных жил прослежена с поверхности по простиранию на 1000 м и в глубину на 450 м. Мощность жил колеблется в пределах от 1 до 6 м.

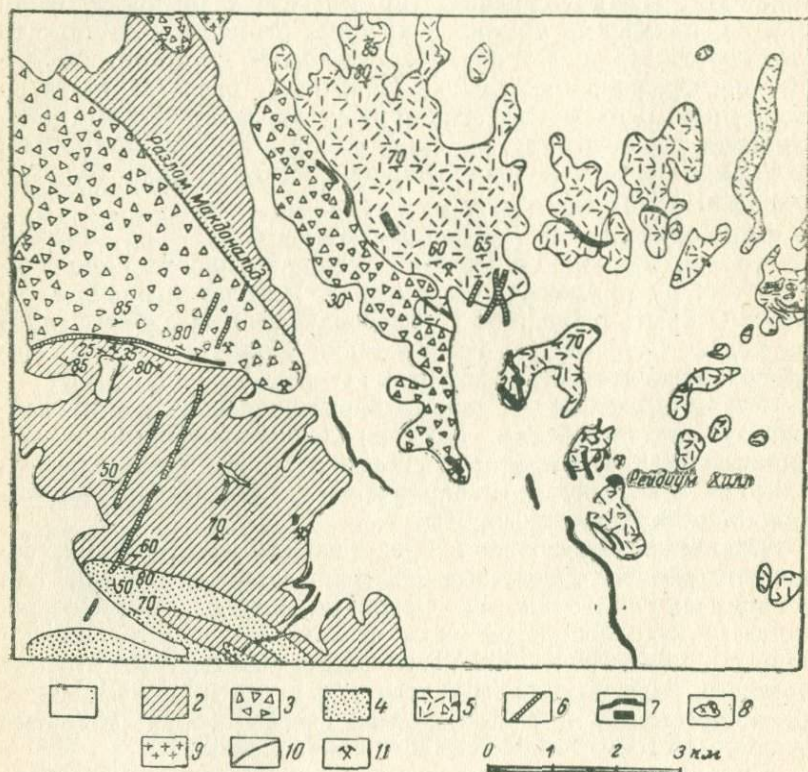


Рис. 11. Геологическая карта района месторождения Рейдум Хилл (по Лоуренсу). 1 — четвертичный аллювий. Протерозой. 2 — кристаллические сланцы с прослоями кварцитов; 3 — тиллиты и флювиогляциальные отложения; 4 — кварциты и песчаники. Архей. 5 — гранат-силлиманит-ставролит-кианитовые сланцы и гнейсы; 6 — дайки порфиров; 7 — амфиболитизированные габбро, горнблендиты, тоналиты, долериты; 8 — пегматоидные граниты; 9 — биотит-мусковитовые граниты; 10 — тектонические нарушения; 11 — урановые рудники.

Минерализация всех жил в общих чертах одинаковая. Л. Паркин и К. Глассон (Parkin, Glasson, 1954) по особенностям состава выделяют на месторождении четыре типа жил: 1) кварцево-биотитовые жилы; 2) кварцево-биотитовые жилы с минералами железа, титана и урана; 3) жилы бронзового биотита, лишенные минералов железа и титана; 4) кварцевые жилы с высоким содержанием рутила и гематита и не содержащие биотита и давидита.

Главным первичным урановым минералом является давидит, находящийся в тесной ассоциации с магнетитом, гематитом, ильменитом, рутилом, биотитом и кварцем. Под микроскопом устанавливается их тонкое взаимопроращение.

Из вторичных урановых минералов присутствуют карнонит, торбернит и отенит.

По существующим представлениям выделяют следующие стадии формирования месторождения:

1. Замещение серицитизированных пород зоны скола кварц-биотит-гематит-ильменитовым агрегатом.

2. Внедрение редкоземельных пегматитов, содержащих ортит и ксенотим.

3. Подвижки по трещинам скола с брекчированием пегматитов и их биотитизацией.

4. Внедрение амфиболитов по сбросам.

5. Развитие прожилков прозрачного кварца, содержащих давидит, одновременно с формированием гнезд метасоматического ярко-красного полевого шпата. В это же время происходит образование давидита среди гематит-ильменитового комплекса.

Возраст давидита, определенный по свинцовому методу, соответствует 1730 млн. лет.

Зона окисления развита слабо. Вторичные урановые минералы встречаются до глубины 20—25 м от поверхности. В общем балансе урановых руд гипергенная минерализация играет ничтожную роль.

Генезис месторождения спорный. Одна часть исследователей склонна его относить к пегматитам. Другая — рассматривает как высокотемпературное гидротермальное.

Содержание урана в руде колеблется от 0,05 до 0,38%. Максимальное содержание, зарегистрированное еще в 1926 г., составило 1,74% U_3O_8 . Содержание TiO_2 от 7 до 25%. Запасы урана составляют несколько тысяч тонн. Месторождение разрабатывается.

МОЛИБДЕНИТ-УРАНИНитОВАЯ С ЗОЛОТОМ ФОРМАЦИЯ

Формация имеет весьма ограниченное распространение и очень небольшое практическое значение. Месторождения из-

вестны только в Британской Колумбии (Канада). В подавляющем большинстве случаев они имеют небольшие размеры и являются непромышленными. Основным урановым минералом является уранинит.

Наиболее типичными представителями формации являются месторождения Виктория и Литл-Джем. Имея сходную минерализацию, оба месторождения залегают в гранодиоритах вдоль восточной стороны пояса батолитов Берегового хребта. Возраст интрузивов считается позднемезозойским. Они прорывают древние толщи. Месторождения представлены небольшими жилами, сложенными роговой обманкой, биотитом, молибденитом, золотосодержащим арсенопиритом и арсенидами кобальта. Кроме уранинита присутствует ортит и монацит. В подчиненном количестве встречаются пирротин, пирит, халькопирит, из нерудных — кварц и апатит. В месторождении Литл-Джем развит обильный хлорит. Исследователи выделяют несколько стадий минерализации. Причем уранинит образован во вторую стадию после роговой обманки и биотита, в ассоциации с апатитом, ортитом и монацитом. Для него характерно неравномерное гнездовидное распределение. Среднее содержание U_3O_8 для месторождения Виктория на мощность 10—60 см составляет 0,096%.

БРАННЕРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В ряде районов мира в настоящее время известна браннеритовая минерализация, приуроченная к кварцевым жилам, залегающим в породах гранодиорит-монцититового, реже диоритового состава. Браннерит в этих месторождениях часто ассоциирует с уранинитом и молибденитом, иногда с бериллом.

Несколько таких месторождений известно в США. Например, Д. Адамс (Adams, 1953) описал одно такое месторождение, расположенное в округе Чэффи, штат Колорадо. Здесь кварцевая жила, изобилующая пустотами, пересекает монцититовый шток Померой. Простиранние жилы северо-восточное, падение почти вертикальное. Предлагаемая длина 300 м, мощность изменяется от 0,45 до 0,9 м. Помимо кварца в жиле присутствуют молибденит, берилл, браннерит, пирит, гюбнерит (?), турмалин, флюорит, рутил, молибдит. Браннерит развивается в виде небольших призматических кристаллов.

Генетически эту жилу связывают с третичными пегматитами, развитыми в гранитах и содержащими мелкую вкрапленность берилла, фенакита, бертрандита, флюорита, топаза и некоторых других минералов.

А. Пэбст (Pabst, 1954) описал также браннерит из кварцевых жил округа Монто, штат Калифорния. Кварцевые жилы

мощностью в 0,4—0,6 м секут верхнемезозойский кварцевый монзонит. Браннерит здесь встречается в виде тонких призм, ассоциируя с магнетитом, пиритом, халькопиритом, биотитом, ортоклазом, эпидотом, роговой обманкой, гранатом, турмалином, цеолитами, молибденитом и висмутином.

Во Франции в молибденитовом месторождении Шато-Ламберт в Вогезах (Brauch at al., 1951) тонкопризматический браннерит находится в кварцевой жиле в ассоциации с уранинитом, молибденитом и другими сульфидами. Кристаллы браннерита длиной в 2—3 см трещиноваты. Трещины залечены кварцем.

Промышленных представителей описываемая формация пока не имеет. Правда, Э. У. Хейнрих и некоторые другие авторы склонны относить сюда уранинит-браннеритовую минерализацию района Блайнд-Ривер в Канаде.

К рассматриваемому типу высокотемпературных месторождений относится также прожилковая урановая минерализация в гранитоидах и диабазовых дайках (район Солт-Сент-Мэри в Канаде и др.), урановокасситеритовая минерализация в гранитоидах и их контактовых зонах (Корнуэлл в Англии, Центральная Малайя, некоторые районы Австралии и Японии), а также ряд других месторождений и рудопроявлений, иногда выделяемых исследователями в самостоятельные формации.

Метасоматические месторождения

К этому типу относится значительное количество месторождений. Залегают они обычно среди силикатовых пород и в структурном отношении бывают приурочены к зонам смятия и брекчирования. Преобладающей формой тел являются залежи и линзы, вытянутые по простиранию ослабленной зоны, реже встречаются тела неправильных очертаний. Представлены они сплошными или вкрапленными рудами. Наиболее типичными изменениями боковых пород являются альбитизация и окремнение. По температуре образования наиболее крупные и лучше изученные представители, строго говоря, занимают промежуточное положение между высоко- и средне-температурными.

По составу среди месторождений этого типа достаточно четко можно выделить три формации: гематит-магнетит-уранинитовую, медно-уранинитовую и формацию ураноносных альбититов.

ГЕМАТИТ-МАГНЕТИТ-УРАНИНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Некоторые из входящих сюда месторождений имеют достаточно важное промышленное значение.

Характерной чертой месторождений формации является их приуроченность к толщам железистых кварцитов и сопутствующих им пород, имеющих древний докембрийский возраст. Вмещающие породы, как правило, интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями гранитного ряда, которые местами весьма интенсивно инъецируют вмещающую толщу вплоть до образования мигматитов.

Выявлена определенная закономерность, которая выражается в приуроченности урановой минерализации к участкам гематит-магнетитовых руд, сопровождающихся широким развитием эгирина, родузита и альбита и являющихся результатом проявления щелочного метасоматоза. Помимо щелочного метасоматоза устанавливается присутствие карбонатного метасоматоза.

Концентрация же промышленного оруденения в пределах указанных площадей зависит в основном от структурных, литологических особенностей вмещающих пород, а также, по мнению В. Н. Котляра, и от положения рудоносных источников.

В структурном отношении рассматриваемые месторождения чаще приурочены к участкам проявления интенсивной складчатости железистых пород. Крутые складки обычно осложнены кольцевыми срывами и пересечены зонами смятия, дробления и мелкими нарушениями различных направлений (рис. 12).

Рудные тела преимущественно жиллообразной и линзообразной формы располагаются обычно в шарнирных частях складок низших порядков, а также в структурах межформационных отслоений и в связанных с ними ослабленных зонах. Крупные дорудные разломы с развитием мощных брекчий, как правило, оруденения не несут. Отмечается широкое развитие пострудных нарушений.

По минералогическому составу и структурным особенностям в месторождениях формации выделяются несколько типов рудных тел:

1. Пластообразные залежи в альбититах, состоящие в основном из магнетита и гематита с эгирином, родузитом, иногда с малаконом. Уран представлен вкрапленностью уранинита. Имеются более поздние прожилковые выделения урановой смолки, ненадкевита, арагонита и графита. Эти залежи наиболее типичны для области замыкания сильно сжатых синклинальных складок, имеющих крутое падение шарниров.

2. Линзообразные магнетито-гематитовые залежи с карбонатом и уранинитом, содержащие спорадические скопления эгирина, альбита и родузита. Развиваются в участках резких и крупных перегибов толщи железистых кварцитов.

3. Обособленные гнездообразные и столбообразные тела.

преимущественно состоящие из альбита и доломита. Урановая минерализация представлена уранинитом или урановой смолкой. Иногда присутствуют гезингерит, сульфиды — пирит, галенит или марказит, а также кварц.

4. Обособленные пластообразные или гнездообразные тела, сложенные альбитом, щелочным амфиболом, эгирином и малаконом.

В некоторых месторождениях устанавливается совместное залегание тел первых двух типов.

Исследования показали, что процесс формирования месторождений описываемой формации носил длительный харак-

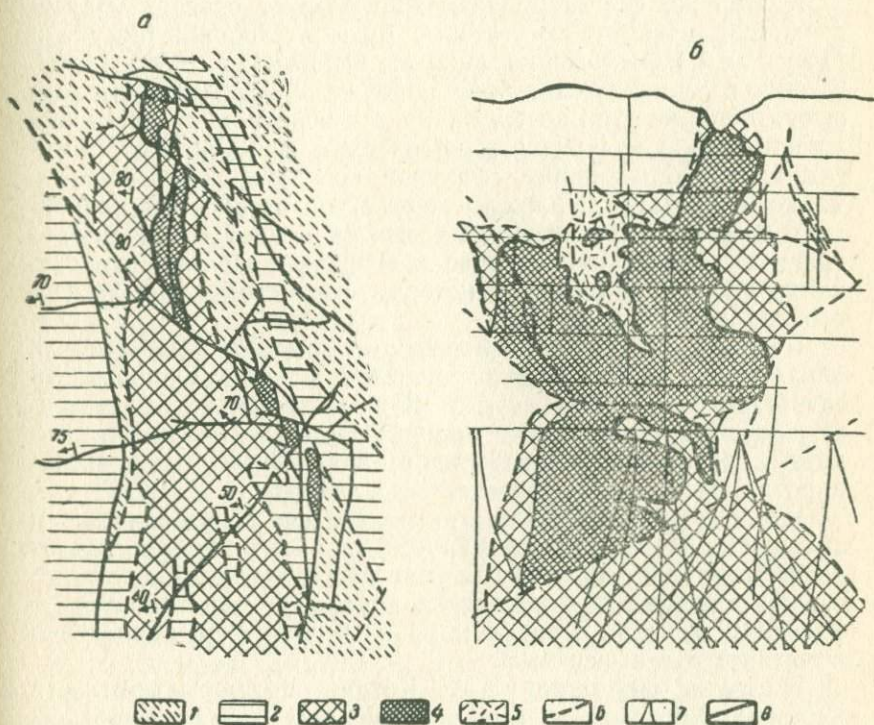


Рис. 12. Схема геологического строения железоуранового месторождения, приуроченного к резкому перегибу крутой складки, осложненной разломами (из книги Д. Я. Суражского, 1960). а — план горизонта горных работ; б — разрез в плоскости рудной зоны. 1 — хлорит-биотитовые сланцы; 2 — железистые роговики; 3 — железная руда; 4 — железо-урановая руда; 5 — минерализованные брекчии; 6 — дорудные тектонические нарушения; 7 — скважины; 8 — разломы

тер. Причем имело место, по одним данным последовательное, по другим — одновременное зональное развитие желези-

стого, щелочного, углекислого и позднее кремневого метасоматоза. Полагают, урановая минерализация была связана преимущественно с проявлением щелочного и углекислого метасоматоза.

По вопросу генезиса описанных образований существуют две точки зрения. Одни исследователи полагают, что они представляют собой продукты гидротермальной деятельности, генетически связанные с телами розовых микроклиновых гранитов. Другие считают их метаморфогенными образованиями. Уран был внесен метаморфическими растворами из первично-осадочных пород. Первая точка зрения представляется более вероятной.

К этой же формации возможно следует отнести ураносодержащие магнетит-гематитовые руды месторождения Лон-Маунтин Нью-Мексико (Walker, Osterwald, 1956), залегающие в пермских осадочных породах вблизи монзонитового штока ларамийского возраста. Руда в основном представлена магнетитом. В подчиненных количествах присутствуют: гематит, пирит, халькопирит, сфалерит, ковеллин, кварц, хлорит, марказит, гипс, гидроокислы железа, метаторбернит, торбернит (?) и неопределенный урановый минерал. Первичная урановая минерализация связана с окислами железа, преимущественно с магнетитом, в которых она находится в диспергированном состоянии.

Рудное тело плитообразной формы залегает в известняках параллельно их напластованию. Длина по простиранию достигает 30 м и мощность — 1,8 м. К нему примыкает зона мраморизованных известняков мощностью до 1,8 м с гипсом, эпидотом, актинолитом, небольшим количеством спекулярита, пирита, халькопирита, флогопита и флюорита.

Исследования показали, что рудное тело образовано путем замещения пласта известняка в той его части, которая состоит преимущественно из гипса. Упомянутые выше авторы считают, что образование месторождения проходило при температуре 500—300°. Условия осаждения урана и форма его проявления в магнетите не выяснены.

К этой же формации В. Н. Котляр предлагает отнести месторождение торий- и ураносодержащих тантало-ниобатов, развивающихся в виде вкрапленности и мелких жилок в краевых частях крупного метасоматического тела гематитовых руд, залегающего среди железистых пород синия. Окружающие породы подвергнуты эгиринизации, рибекитизации и альбитизации.

МЕДНО-УРАНИНитОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Урановые месторождения рассматриваемой формации известны только в пределах так называемого Африканского

Медного пояса, начинающегося в Северной Родезии и протягивающегося в северо-западном направлении в пределы провинции Катанга. Из общей длины пояса в 500 км только около 100 км находится на территории Северной Родезии. Ширина пояса 45—100 км.

Характерными чертами оруденения этой формации следует считать: 1) отсутствие выходов магматических пород в непосредственной близости от известных месторождений; 2) залегание месторождений среди пород доломитовой толщи; 3) большую сложность структурной обстановки; 4) сложность вещественного состава руд, в которых совместно с ураном в промышленных количествах присутствуют медь и кобальт, установлены также никель, селен, таллий и другие металлы.

Ниже приводится характеристика рудоносности указанной территории.

Рудный пояс катанги — северной Родезии

Урановая минерализация впервые была установлена в 1913 г. в рудах медного месторождения Люисвиши, но эта находка внимания не привлекла. В 1915 году топограф Шарп обнаружил присутствие урановых минералов в разведочных канавах на площади ранее известного медного месторождения Шинколобве. Однако в условиях первой мировой войны дальнейшее изучение этого участка было отложено. Разведочные работы здесь возобновились только в 1921 г. одновременно с началом эксплуатации на радий. Позднее уран был обнаружен еще в ряде медных месторождений Катанги, а затем и в Северной Родезии.

Оказавшееся крупнейшим, с уникальными по содержанию урана рудами, месторождение Шинколобве непрерывно разрабатывалось в течение 15 лет — до 1936 г. За этот период было добыто 100 тыс. т радиоактивной руды, причем основная часть продукции консервировалась на складах. Вновь эксплуатация месторождения возобновилась в 1944 г., примерно в это же время были пущены в дело и все накопленные запасы руды, но уже с целью извлечения не радия, а урана. К пятидесятым годам Катанга выдвинулась на первое место среди капиталистических стран по добыче урановых руд, которое она прочно удерживала почти десять лет. В настоящее время месторождение Шинколобве, как уже указывалось, выработано, однако район в целом и по сей день продолжает представлять большой научный и практический интерес, так как не исключена возможность открытия новых промышленных месторождений урана. Причем, учитывая комплексный характер оруденения рассматриваемой территории, несомненный интерес пред-

Стратиграфическая схема
рудоносной площади Катанги — Северной Родезии

Эра	Группа	Система	Более дробные подразделения	Литологический состав	Мощность (в метрах)	
1	2	3	4	5	6	
Палеозой	Катанги	Кунделунгу	Верхняя часть	Полевошпатовые песчаники, базальный конгломерат	500—1500	
			Средняя часть	Песчанистые сланцы (частью известковистые), глинистые сланцы, розовый известняк, малый конгломерат (морская и тиллитовая фации)		
			Нижняя часть	Известковые песчаники, сланцы, аркозовые песчаники, массивный известняк	300—1000	
		Альгонк	Большой конгломерат и Мвашья		Конгломерат	300—600
					Полевошпатовые кварциты, ленточные или пластинчатые сланцы. Конгломерат Мвашья, доломиты и сланцы, оолиты, яшмы, железняки	250—400
				Сланцево-доломитовая толща	Сланцы, доломиты	
Слои N'офья	Доломиты, сланцы, песчаники.			Более 45		
	Слои Дипета	Доломиты и псаммиты				
	Слои С. М. N.	Песчаники и сланцы	150—250			
	Слои S. D.	Различные доломиты	100—400			
		Чередование доломитовых и графитовых сланцев	50—100			

1	2	3	4	5	6
Альгонк Катагни	Роанская	Рудная серия	Слой R. S. C.	Однокварцевые доломиты часто с <i>Collenia</i>	15—25
			Слой R. S. F.	Рассланцованные, окварцованные доломиты	3—9
			Слой D. Straf	Слоистые и узловатые доломиты	2—5
			Слой R. A. T. Gr.	Доломитовые песчанистые сланцы	3—15
			Слой R. A. T.	Различные сланцы и доломиты	Более 200
Несогласие					
Архей	Кибара				

ставляет даже не очень богатая по содержанию урана минерализация.

Геологическое строение рудного пояса. В мировой литературе в настоящее время имеется два сравнительно полных описания геологии района месторождения Шинколобве, выполненные бельгийскими геологами. Первое из них, являющееся наиболее оригинальным, опубликовано в 1933 г. и принадлежит перу Торо и дю Трие де Тердонк (Thoreau, du Trieu de Terdonk, 1933). Второе, составленное Дерриксом и Ваэсом (1956), было представлено в качестве доклада на Международную конференцию по мирному использованию атомной энергии 1955 года. Значительно более обилён материал по геологии медных месторождений этой богатейшей территории.

Стратиграфия меднорудного пояса до самого последнего времени не является разработанной. Различные авторы по-разному выделяют группы, системы и более дробные единицы

и различно их сопоставляют в отдельных районах. На табл. 15 дается общий стратиграфический разрез рассматриваемой площади, составленный главным образом на основании представлений Деррикса и Ваэса. Отличительной чертой этой схемы по сравнению с более ранними является выделение системы Большого конгломерата и системы Мвашья. В большинстве более ранних работ первая из этих толщ лежит в основании Кунделунгу, а вторая венчает Рудную серию.

Деррикс и Ваэс также отмечают, что между Рудной серией и системой Мвашья вклинивается довольно мощная толща слоистых доломитов, которую, возможно, следует выделить в самостоятельную систему или же включить в состав слоев Мофья или Дипета.

Интрузивные породы рассматриваемой площади представлены гранитами, которые обнажаются в юго-восточном конце меднорудного пояса, в 150 км от Шинколовбе и образованиями основного ряда, выходящими в 20 км от месторождения. В последние годы указывалось, что непосредственно около рудника имеется ряд выходов очень сильно измененных интрузивных пород.

Тектоника рудного пояса характеризуется значительной сложностью, что является отображением его расположения на стыке трех архейских щитов (рис. 13). Слагающие пояс породы группы Катанги образуют складчатое сооружение, дугообразно выгнутое на север. Юго-восточное крыло этой складчатой дуги уходит в Северную Родезию, а юго-западное — в Анголу. Обращает на себя внимание резкое различие в характере складчатости восточной и западной частей меднорудного пояса. На юго-востоке в пределах Северной Родезии и прилегающих частей Катанги складки являются сравнительно широкими и пологими. При этом антиклинали их обычно сильно размыты, и в них выступают древние толщи систем Луфубу и Мува. Породы группы Катанги сохранились лишь в синклинальных перегибах.

В северо-западной части имеет место весьма напряженная складчатость. Породы здесь часто поставлены наголову или даже опрокинуты. В замках антиклиналей нередки разрывы с образованием серий надвигов и шарьяжей. Некоторые исследователи склонны видеть здесь проявление диапировых структур. В частности, М. Робер (Robert, 1934) этим, например, пытается объяснить появление пород Рудной серии среди сплошного поля кунделунговских отложений.

Рудоносность. Рассматриваемая территория в экономическом отношении представляет собой крупнейший меднорудно-кобальтовый район мира. Весьма типичными металлами являются также свинец, цинк и до некоторой степени железо. Все месторождения приурочены к рудной серии, но

в пределах Конго — к верхнему Роану, а в Северной Родезии — к нижнему. Концентрации отдельных металлов меняются по простирацию пояса.

Все перечисленные металлы встречаются, как правило, в рудах комплексного характера. Во многих случаях медь является единственным металлом с промышленным содержанием.

Все медные месторождения пояса, за небольшим исключением, имеют пластовый характер. Месторождения Северной Родезии относятся к типу медистых песчаников и приурочены

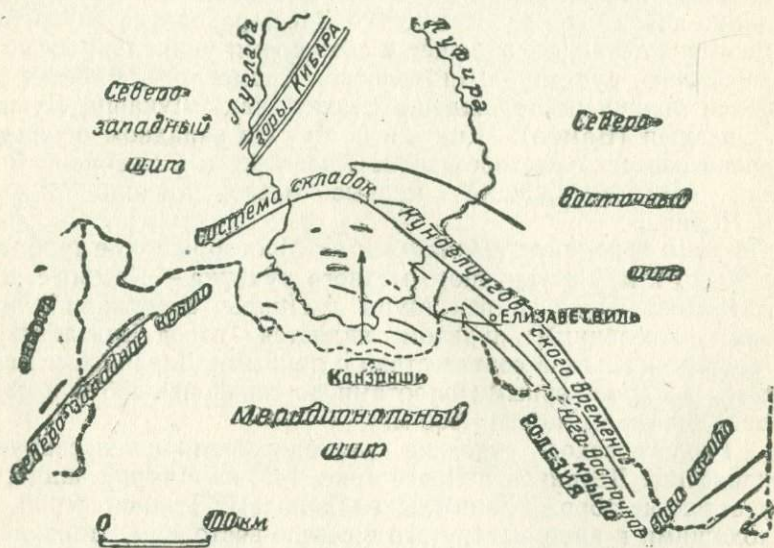


Рис. 13. Тектоническая схема меднорудного пояса Катанги—Северной Родезии (по М. Роберту)

к континентальным осадкам — аркозовым песчаникам, доломитам и сланцам. Оруденение приурочено к определенным горизонтам. Главная роль принадлежит сульфидным и смешанным рудам.

Месторождения Конго, характеризуясь в общем теми же особенностями, залегают уже в более высоких стратиграфических горизонтах Рудной серии — в верхнем Роане. Вмещающими породами здесь являются преимущественно доломиты и в меньшей степени — песчаники. До последнего времени вся добытая руда в месторождениях Конго была окисленной — существенно малахитовой. Лишь в самые последние годы вы-

работками вскрыты сульфидные руды, в общем аналогичные таковым Северной Родезии.

Кобальтовая минерализация сопутствует медной, будучи приуроченной к тем же рудоносным пластам и характеризующейся теми же формами проявления.

Что касается урановой минерализации, то она широко распространена в пределах пояса. В небольшом количестве уран присутствует во многих медных месторождениях.

Однако в отдельных случаях он дает значительные концентрации, образуя собственно-урановые месторождения. Главные концентрации этого металла известны вдоль осевой линии пояса — в пределах Конго. Здесь находится крупнейшее месторождение, обладавшее в свое время уникальными по содержанию рудами — Шинколобве. Кроме того, имеется ряд более мелких месторождений, таких как Лукаши, Луишия, Луисвиши (Вамбо), Кинуши и др. На западном окончании пояса известно месторождение Колангве, а в Северной Родезии урансодержащие медные месторождения Миндола и Нкана.

Месторождение Шинколобве. Месторождение находится в 20 км к югу от крупного медного рудника — Камбове, в водораздельной части рек Муры и Панды. Ближайшим крупным населенным пунктом является город Елизабетвиль. Месторождение, в соответствии с данными Деррикса и Ваэса, было вскрыто горными работами до горизонта 255 м и разведано бурением на 400—500 м.

Геологическое строение месторождения иллюстрируется карточкой Деррикса и Ваэса (рис. 14), из которой видно, что участок месторождения сложен породами Рудной серии, выходящими в виде вытянутого в северо-восточном направлении массива, зажатого среди пород Кунделунгу. Массив Рудной серии имеет тектонические контакты с породами Кунделунгу и разбит рядом поперечных и продольных сбросов. В приосевой части этот массив имеет прогиб, выполненный породами Кунделунгу. В тектоническом отношении в целом площадь представляет собой антиклиналь, ядро которой сложено Рудной серией, а крылья — кунделунговскими породами.

Рудное поле месторождения Шинколобве оконтуривается сбросами АБ, ВС, СЕ, АЕ (рис. 13). Все породы Рудной серии, расположенные за пределами оконтуренной площади, не относятся к рудоносным. Структура рудного поля весьма сложна. Многочисленными трещинами, носящими следы дробления, участок месторождения разбит на отдельные блоки и чешуи. Выделяются три наиболее крупных блока (I, II, III), причем более минерализованными являются блоки I и II. На участке соприкосновения этих блоков развита брекчированная

зона, представленная глинистым материалом и обломками вмещающих пород. Стенки этой зоны вертикальны.

Породы Рудной серии, имея в основном доломитовый состав, падают на север под углом около 60° . Они представляют собой опрокинутое крыло складки, перекрывающее породы Кунделунгу. В связи с этим на разрезе более молодые свиты

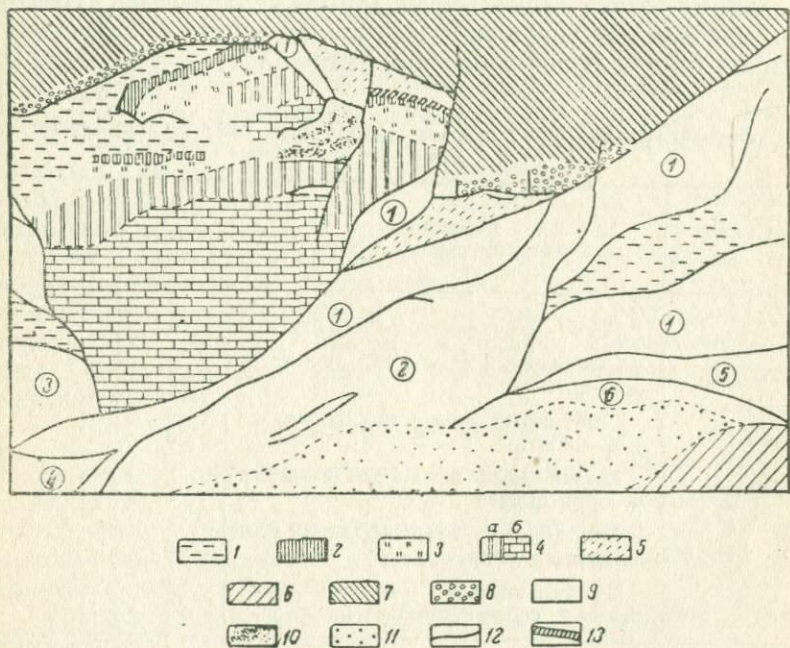


Рис. 14. Схема геологического строения месторождения Шинколобве (по Дерриксу и Ваэсу). 1 — сланцы и доломиты RAT; 2 — расслаиванные кремнистые доломиты RSF; 3 — кремнистые доломиты RSC; 4—6 — доломиты CMN; а — перемежающиеся доломитовые и графитовые сланцы SD; 5 — пласт Казоло; 6 — горизонт Кунделунгу нижний; 7 — горизонт Кунделунгу средний; 8 — конгломерат; 9 — грубые тектонические брекчии; 10 — брекчии; 11 — перекрывающая толща пород; 12 — разломы; 13 — доломитизированные песчаные сланцы. Цифрами на карте показаны: 1 — лиловая глинистая брекчия; 2 — верхний RAT или розовая брекчия CM; 3 — розовые глинисто-песчаные сланцы; 4 — RAT или CMN верхний; 5 — графитовые сланцы Мвашья, 6 — брекчии Кунделунгу-Мвашья

рудной серии залегают под более древними. Чешуеобразным сдвигом обусловлено сдваивание в верхней части месторождения рудоносного пласта S. D.

Урановая минерализация приурочена главным образом к свите S. D., но встречается и в свитах — R. S. C. и R. S. F.

Литологический состав этих свит и мощность отдельных горизонтов приведены в табл. 16. Характер распределения рудного компонента неоднороден. В основном последний развивается в виде мелких жил и прожилков, грубо ориентированных по напластованию вмещающих пород. Нередко эти прожилки, ветвясь и пересекаясь, образуют штокверковый узор. Как отмечали Деррикс и Ваэс, зоны крупных нарушений (главные разломы) всегда лишены урановой минерализации. Некоторые же мелкие нарушения в пределах рудоносного пласта иногда содержат жилообразные рудные тела.

Таблица 16

Литологический состав основных рудоносных свит месторождения
Шинколовбе

Свиты	Горизонты Литологический состав	Мощность в м	Суммарная мощность свит (м)
S. D.	Темно-серый слюдястый сланец	4	30
	Светло-серый слюдястый доломитовый сланец	7	
	Темно-серый слюдястый доломитовый сланец	3	
	Светло-серый слюдястый сланец с линзами пирита	5	
	Темно-серый тонкослюдястый доломитовый сланец	2	
	Кристаллический магнезиальный доломит, серый слоистый	10	
R. S. C.	Кремнистый доломит с <i>Collenia</i>		0—20
	Кремнистый доломит без <i>Collenia</i>		
R. S. F.	Мелкозернистый магнезит, весьма слоистый, светлый или слоистый сицилит	5	9
	Окварцованный слоистый магнезит, серый, узловатый или окварцованный слоистый доломит	2	
	Магнезит фанеробластовый или кремнистый доломит	2	

Помимо описанной формы минерализации в рудных пластах установлено еще присутствие вкрапленного оруденения, о котором в имеющейся литературе нет каких-либо более полных данных.

Кроме урана в рудах Шинколобве значительную роль играют никель и кобальт, однако в отличие от типичных месторождений пятиэлементной формации эти металлы присутствуют не в форме арсенидов, а в виде сульфидов. Весьма характерным также является почти полное отсутствие свинца, цинка и висмута. Молибден, медь, золото встречаются в небольших количествах. Устанавливается присутствие значительных количеств селена.

В пространственном распределении урана, никеля и кобальта наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в том, что с удалением от ураноносных участков рудных пластов содержание никеля падает, а кобальта возрастает. Отмеченная закономерность выдерживается как по простиранию, так и по падению рудных пластов.

В рудах месторождения в настоящее время зарегистрировано около 70 минералов, причем почти половина из них были впервые встречены в Шинколобве, а некоторые до сих пор нигде в других местах не обнаружены. На долю одних только урановых минералов приходится 30 минеральных видов. Деррикс и Ваэс приводят следующий список минералов (значком * отмечены минералы, впервые установленные на этом месторождении).

Минералы урана

Окислы: уранинит, янтинит*, беккерелит*, скупит*.

Уранаты: кюрит*, фузарьерит*, сасюит*, вандендрисшеит*, решетит* (новый уранат, ближе не определенный*), свинцовоносный беккерелит*, билльетит*, ванденбрандеит или уранолепедит*.

Ураносиликаты: казолит*, соддиит*, склодовскит*, купро-склодовскит*, уранофан.

Уранофосфаты: девиндтит*, дюмонтит*, ренардит*, парсонсит*, салеит, торбернит, метаторбернит.

Уранокарбонаты: ретзерфордин, шарпит*, штудтит*, дидерихит*.

Ураномолибдат: ближе не определен.

Неурановые минералы

Сульфиды и селениды: каттиерит*, ваэсит*, никелекаттиерит*, кобальтоваэсит*, зигенит, селеноваэсит*, селенозигенит*, молибденит, пирит, халькопирит, умангит, белый селенид, светло-голубой селенид, серо-белый палладийсодержащий минерал (возможно, сульфид), миллерит, борнит, дигенит, ковеллин, белый минерал, сопровождающий дигенит, мелонит, галенит, зигенит.

Самородные элементы: медь, золото.

Прочие минералы

Первичные: хлорит, магнетит, монацит, кварц, доломит, кальцит.

Вторичные: вульфенит, кварц, розовый доломит (кобальт-содержащий), арагонит, гитерогенит, асболан, черный палладийсодержащий) окисел, гарниерит.

Как видно из приведенного списка, единственным первичным урановым минералом является уранинит. Он проявляется в виде хорошо образованных кристаллов, принимающих иногда гексатетраэдрическую форму. В основном размер кристаллов редко превышает 1 см, но иногда попадаются индивиды, достигающие 4 см в ребре.

Интересно отметить, что уранинит Шинколобве характеризуется очень низким содержанием тория и редких земель, а также присутствием молибдена, висмута, олова, вольфрама и бора. Данные химических анализов трех образцов уранинита, приведенные Г. Буттенбахом (Buttenbach, 1947), показывают резкие различия в соотношении $UO_3 : UO_2$, что позволяет предполагать наличие двух разновидностей описываемого минерала.

Уранинит встречается в форме жилок и прожилков, часто развивающихся по напластованию нижних слоев рудной серии, а также образует гнезда в грещинах и диаклазах вмещающих пород. По мнению Деррикса и Ваэса, урановые минералы гораздо реже образуют рассеянную вкрапленность в этих породах.

В уранинитовых жилках сопровождающих рудных минералов обычно немного. Среди них главную роль играют сульфиды и селениды никеля и кобальта. Отмечается, что их количество с глубиной заметно увеличивается. В генетическом отношении чрезвычайно интересным является наличие в некоторых рудных прожилках монацита и самородных элементов. Что касается селена, то в верхних горизонтах месторождения его почти нет, но под покровом R. A. T. он в виде селенидов появляется в значительных количествах.

Главными жильными минералами прожилковых руд месторождения являются доломит, магнезит, кварц, причем доломит играет обычно ведущую роль, часто являясь единственным жильным минералом. В незначительном количестве местами встречаются хлорит и арагонит.

В верхней части месторождения развита прекрасно выраженная зона окисления с четкой вертикальной зональностью. Так, в самой верхней части до горизонта 57 м широким развитием пользуются уранофосфаты — девандитт, дюмонтит, парсонсит и складовскит. Ниже указанного горизонта присутствуют уранаты (биллетит, вандендрисшеит, масюит, ришетит) и уранокарбонаты (студтит, дидирехит и ретзерфордин).

Одним из наиболее распространенных урановых минералов нижней части зоны окисления являются уранофан. Магнезиальный уранофосфат-салеит присутствует в обеих частях зоны окисления.

Главным урановым минералом зоны окисления является торбернит. Отенит отсутствует полностью. Из неурановых минералов в зоне окисления постоянно присутствует вульфенит. Местами устанавливается молибдит.

Рядом исследователей, в том числе М. М. Константиновым и Е. Я. Куликовой, высказывалось предположение о том, что покров Р. А. Т. как бы подпруживал нисходящие воды зоны окисления. Результатом этого явилась значительная концентрация окисленных минералов в части окисленной зоны, расположенной непосредственно выше покрова Р. А. Т. Отражением этого, по мнению упомянутых исследователей, является резкое ухудшение качества руд после углубления эксплуатационных выработок ниже покрова Р. А. Т.

Генезис урановой минерализации пояса. Все многообразие взглядов и высказываний, существующих по рассматриваемому вопросу в литературе, может быть сведено к двум основным точкам зрения. Первая из них стоит на позициях магматогенного (существенно гидротермального) происхождения оруденения. Вторая — всю минерализацию этой обширной территории, в том числе и урановую, рассматривает как первично-осадочную, претерпевшую после своего образования ряд весьма существенных изменений, проявившихся с различной степенью интенсивности в различных частях рассматриваемой площади.

Гипотеза о гидротермальном происхождении урановой минерализации является наиболее старой. В ранний период своего существования она достаточно хорошо согласовывалась с мнением ряда геологов о гидротермальном происхождении медного оруденения этой территории. Наиболее полно эти представления отражены в работе Торо и де Тердонка, которые связывали рудоносные растворы, в частности сформировавшие месторождение Шинколобве, с глубинным магматическим очагом. Присутствие в рудах месторождения молибденита, турмалина и уранинита они считали указанием на кислый состав материнской магмы. По мнению упомянутых исследователей, формирование месторождения произошло после крупных тектонических движений верхнекундулунговского времени.

Современные представления сторонников этой гипотезы базируются уже на том, что генезис медной и урановой минерализации различен. Основы этих представлений были заложены Г. Шнейдергеном (Schneiderhohn. 1944), который, вопреки собственным более ранним взглядам, месторождение Шинколобве отнес к пятиэлементной формации.

Сторонники гидротермальной гипотезы в наше время считают, что минерализация Шинколобве по своему характеру резко отличается от минерализации районов типичных медных месторождений. Различие это проявляется как в вещественном составе руд, так и в морфологии рудных тел. Если медные месторождения характеризуются пластовыми телами, то месторождение Шинколобве, по их мнению, является типичным жильным месторождением. Деррикс и Ваэс дали наиболее полную схему формирования месторождения Шинколобве с позиций гидротермальной гипотезы, разбив весь процесс рудообразования на следующие восемь фаз:

- 1) привнос магнетита, образование магнетитовой жилы и магнетитизация вмещающих пород;
- 2) выделение уранинита в открытых трещинах, а также образование рассеянной вкрапленности во вмещающих породах;
- 3) появление селена (в неизвестной форме), отложение молибденита, монацита и хлоритизация некоторых пород Рудной серии;
- 4) отложение сульфидов кобальта и никеля;
- 5) отложение доломита, которому предшествовало дробление сульфидов кобальта и никеля;
- 6) выделение халькопирита;
- 7) гипогенные изменения, выразившиеся в переходе коттиерита и ваэсита в зигенит, халькопирита в дигенит и ковеллин, а также выделение самородного золота, умангита и голубого селенида;
- 8) супергенные преобразования, выразившиеся в формировании зоны окисления.

Наиболее слабым местом гидротермальной гипотезы следует считать отсутствие на всей рассматриваемой территории явных гранитных интрузий молодого возраста, с которыми можно было бы генетически связать урановое оруденение.

Противоположная первично-осадочная точка зрения исходит из того, что нет каких-либо существенных данных, позволяющих генетически разрывать медное и урановое оруденение рассматриваемой площади. Все имеющиеся различия в характере минерализации отдельных месторождений носят в основном количественный характер.

Устанавливающиеся же отличия в структуре месторождений и в минералогическом составе руд, по мнению сторонников этой гипотезы, легко могут быть объяснены более поздним метаморфизмом, который, несомненно, испытали эти древние толщи, различно проявившимся в различных участках рассматриваемой площади.

Впервые осадочная гипотеза в отношении медных месторождений пояса была высказана еще в 1913 г. К. Гюиллеме-

ном (Guillimain, 1913), позже — в 1931 г. она была решительно поддержана Г. Шнейдергеном в отношении и уранового оруденения. В настоящее время эту точку зрения поддерживают многие африканские геологи. Находит она сторонников и в пределах Советского Союза, в частности, на этих позициях стоят В. С. Домарев, М. М. Константинов и ряд других.

В подтверждение правильности своей точки зрения сторонники первично-осадочной гипотезы выдвигают следующие аргументы:

1) отсутствие в районе молодых интрузий, с которыми можно было бы связывать урановое оруденение;

2) одинаковый состав бесспорно осадочных месторождений меди и месторождений урана (в том числе Шинколобве);

3) отсутствие первичного кварца, как ведущего жильного минерала урановых месторождений;

4) отчетливая приуроченность оруденения, в том числе и прожилкового, к определенным стратиграфическим горизонтам;

5) изменение состава рудной минерализации с изменением фаций вмещающих пород;

6) полная возможность объяснения появления прожилковых текстур руд и возникновение новообразований таких минералов, как турмалин, хлорит и др., процессами метаморфизма.

Тем не менее, имеющийся в настоящее время фактический материал не позволяет окончательно решить вопрос о генезисе урановой минерализации меднорудного пояса.

ФОРМАЦИЯ УРАНОНОСНЫХ АЛЬБИТИТОВ

Достаточно широкой известностью в настоящее время пользуются гидротермальные урановые месторождения, отчетливо метасоматического характера, локализующиеся в зонах крупных разломов древних щитов (Казанский, Крупенников и др., 1968; Казаков, Кузьменко, Рудкевич, 1968*; Белевцев, Коваль, 1968, Белевцев и др., 1968 и др.). Характерной чертой этих месторождений является их тесная пространственная связь урановой минерализации с телами альбитов. Все это делает указанные месторождения весьма специфичными, отличающимися резко выраженной геолого-структурной индивидуальностью и позволяет их выделить в самостоятельную формацию. По температурным условиям образования месторождения, вероятно, являются переходными между высоко- и среднетемпературными.

Месторождения залегают среди нижнепротерозойских ультраметаморфических пород и, как полагают исследователи, сами имеют нижнепротерозойский возраст (абсолютный возраст урановых руд 1,7 млрд. лет). Наиболее благоприятными

вещающими породами являются гнейсы, насыщенные согласными гранитными телами и пегматитами (рис. 15). Обычно имеет место многократное чередование небольших гранитных тел и гнейсов. Пегматиты проявляются или в виде самостоятельных секущих тел, или образуют неправильной формы участки, развивающиеся на границе гранитов и гнейсов. По составу они очень близки к гранитам, но отличаются резкой неоднородностью в структурном и текстурном отношениях.

Основные системы дизъюнктивных нарушений (меридиональная, северо-западная и северо-восточная) были заложены еще в период ультраметаморфизма и, по мнению исследователей, явились определяющими при последующем развитии процессов гранитизации и метасоматоза. Ведущее значение меридиональных и северо-западных нарушений проявилось и в период формирования пегматитовых жил, а также и в более позднее время при возникновении кварц-микроклин-плагиоклаз-биотитовых бластомилонитов и бластокатаклазитов, а также последующих эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов.

В рудных полях широким развитием пользуются продукты гидротермального метаморфизма, слагающие зонально построенные тела, в которых альбититы обычно занимают внутренние части. Исследования показали, что упомянутая зональность может быть двух типов. Для первого типа характерно развитие во внешних зонах щелочной роговой обманки (рибекита) за счет биотита, благодаря чему эти зоны хорошо выделяются при картировании своим грязновато-синим цветом. По направлению к центру метасоматических тел развивается все усиливающееся замещение кварца альбитом. При максимальной интенсивности развития процесса происходит замещение альбитом микроклина с образованием альбититов внутренней зоны. Второй тип зональности отличается тем, что во внешних зонах по биотиту вместо рибекита развиваются хлорит и эпидот. Кварц в промежуточных зонах интенсивно выщелачивается. На его месте либо отлагается альбит, либо образуются пустотки выщелачивания. В центральных частях тел также развиваются альбититы. Обычными темноцветными минералами внутренних зон являются эпидот и хлорит, причем первый преобладает. По мнению исследователей, зональность первого типа формировалась в условиях более высокой активности натрия в растворах. Весьма показательным также, что метасоматиты по гнейсам характеризуются мелкозернистым строением, достаточно высоким содержанием темноцветных компонентов и реликтовой гнейсовой текстурой. Метасоматиты по гранитам отличаются среднекрупнозернистой структурой, более низким, чем в предыдущем случае, содержанием темноцветных минералов. Контакты тех и других

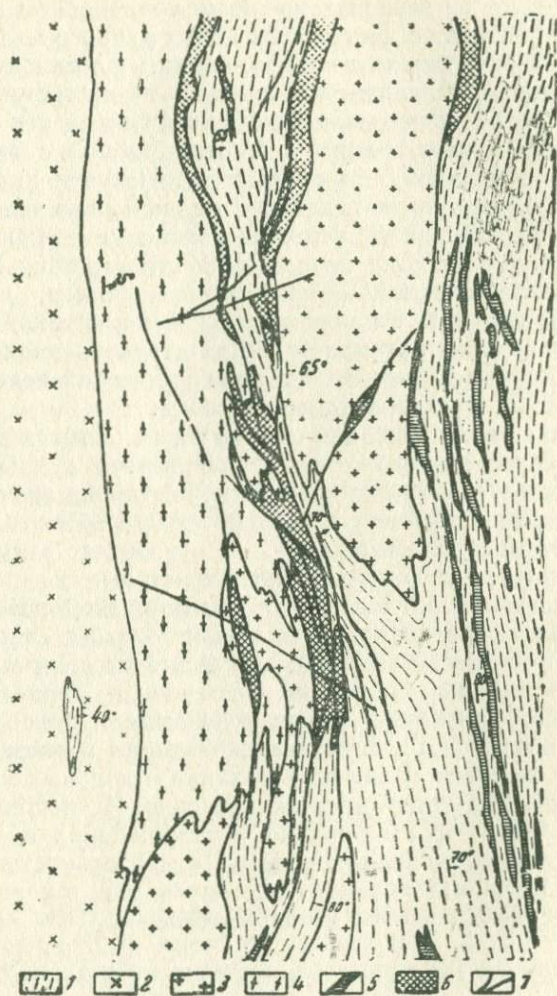


Рис. 15. Строение ураноносной зоны разломов. План (по Казакову и др.). 1 — гнейсы; 2 — порфировидные калиевые граниты; 3 — среднезернистые граниты; 4 — мигматиты; 5 — пегматиты; 6 — метасоматиты; 7 — разломы

метасоматитов такие же четкие, как и у гнейсов с гранитами. Метасоматиты по пегматитам выделяются своей гигантозернистой структурой. В целом все гидротермальные новообразования распределяются согласно текстурно-структурным особенностям вмещающих пород.

Как следует из вышеизложенного, ураноносные альбититы могут развиваться за счет любых пород рудного поля. Однако преимущественно они тяготеют к участкам повышенного катаклаза пород, проявленным в послонных телах гранитов и пегматитах. Реже они встречаются среди крупных тел гидротермально измененных гранитов. Соответственно с этим выделяется два основных типа рудных тел. Первый, характерный для послонных гранитов и пегматитов, включает залежи уплощенной линзообразной формы, согласные с простираем и падением вмещающих пород. Для второго типа ведущими являются тела сложной линзообразной формы. Сами тела альбититов также в той или иной степени катаклазированы, причем одна часть катакластических структур является явно унаследованной, другая же представляет собой результат более поздних, чем альбититы, деформаций.

Урановая минерализация обычно располагается в участках сравнительного слабого катаклаза. При этом рудные минералы не образуют выдержанных жил или прожилков, а более или менее равномерно распределяются в альбититах, тяготея к тонкообломочному материалу. В связи с этим для руд весьма характерны брекчиевидные текстуры.

Минералогический состав руд весьма разнообразен. Урановые минералы представлены, главным образом, силикатами—ненандкевитом и коффинитом; в меньшей степени окислами—уранинитом, урановой смолкой и урановыми чернями. Встречены также браннерит, урановые слюдки, урансодержащие малакон, апатит и др. Для руд характерна тонкозернистость материала и тесные взаимопрорастания отдельных минералов, что чрезвычайно затрудняет их изучение. Исследователи выделяют 5 этапов формирования месторождения и полагают, что рудная минерализация связана с деятельностью последних порций альбитизирующих растворов, т. е. в конечном счете с процессом натрового метасоматоза.

ПОДГРУППА 2. СРЕДНЕ- И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эта подгруппа включает большое количество месторождений и в целом является наиболее важной среди всего класса эндогенных месторождений. Многие представители рассматриваемой подгруппы являются уникальными по содержанию металла месторождениями контрастных руд.

Рудная минерализация здесь часто локализуется в отдельных участках крупных тектонических зон или же бывает приурочена к отдельным трещинам, образуя единичные жилы или серии кулисообразных жил. Весьма распространенными являются штокверки. В отдельных случаях минерализация поражает жилообразные брекчированные зоны.

Установить какие-либо четко выраженные закономерности в распределении рудных тел в пределах отдельных зон пока не представляется возможным. Они известны в лежащем боку, известны висячем, есть и в других местах. Во многих месторождениях и даже целых рудных районах устанавливается четкий контроль оруденения породами определенного состава. Более того, литологический фактор, по-видимому, можно рассматривать в качестве ведущей причины, обуславливающей формирование рудных столбов.

Весьма типичным для многих рудных полей рассматриваемых месторождений является развитие специфических околорудных изменений, таких, как гематизация, березитизация, альбитизация, аргиллизация и некоторых других.

Появление того или иного вида изменения находится в определенной зависимости от состава вмещающих пород, состава рудоносных растворов, а также от фациальных и температурных условий формирования оруденения. В распределении этих изменений можно видеть проявление определенной зональности. В целом же они связываются с низкотемпературными процессами околотрещинного метасоматоза по классификации Д. С. Коржинского (1953).

Многочисленные представители данной подгруппы объединяются в большое число формаций, относящихся как к сравнительно глубинным, так и к близповерхностным фациям. По характеру отложения вещества подавляющее большинство месторождений является жильным.

Месторождения глубинных фаций

Жильные месторождения

Среди месторождений данного типа выделяются следующие формации: 1) смолково-сульфидная; 2) пятиэлементная; 3) смолково-карбонатная; 4) смолково-флюоритовая (смолковая).

СМОЛКОВО-СУЛЬФИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация пользуется весьма широким распространением в различных участках земного шара и в целом представляет значительный интерес в качестве источника урана. Запасы большинства относящихся сюда месторождений редко

превышают 2—3 тыс. т урана при содержании порядка 0,2—0,4% U_3O_8 . Руды часто контрастны. Минерализация обычно проявляется в виде жил, прожилков или штокверковых зон. Размеры рудных жил на месторождениях формации различны так же, как и различно их количество. В одних случаях месторождение представлено серией жил, каждая из которых имеет длину в несколько сот метров при мощности в несколько десятков см. В других — имеется только одна жила мощностью в 1,5—2 м, прослеживающаяся по простиранию на километр и более. Протяженность рудных жил по падению редко превышает 500—700 м. Для многих месторождений формации характерным является столбовое обогащение, причем протяженность отдельных рудных столбов на глубину достигает нескольких сотен метров.

Руды месторождений обычно состоят из кварца с примесью карбонатов и барита, урановой смолки и обильных сульфидов. Из последних наиболее типичными являются пирит, галенит, молибденит, сфалерит, халькопирит. Нередко присутствуют арсенопирит, висмутин, самородный висмут, сложные сульфосоли висмута и свинца, висмута и меди, а также сербросодержащие минералы (аргентит, красная серебряная руда и самородное серебро). Достаточно хорошо известны урансодержащие жилы с промышленным содержанием золота и серебра, разрабатывающиеся комплексно (месторождение Чуауа в Мексике, Кирк и Джо Рейнольдс в США и ряд других).

В зависимости от преобладания тех или иных сульфидов в рудах иногда внутри формации выделяют ряд подформаций (смолково-галенит-сфалеритовая, смолково-галенит-сфалеритовая с арсенопиритом, смолково-галенит-сфалеритовая с золотом, смолково-молибденитовая и др.).

Формирование месторождений формации обычно происходит в несколько стадий. При этом продукты минерализации отдельных стадий бывают или наложены пространственно одни на другие, или же образуют самостоятельные жилы. Урановая смолка образуется в различные стадии, причем иногда отложение ее повторяется несколько раз.

В некоторых районах руды смолково-сульфидной формации тесно ассоциируют с рудами других ураноносных формаций, в частности, пятиэлементной, или же с проявлениями иных типов рудной минерализации.

Из изменений боковых пород наибольшим развитием пользуются окварцевание, серицитизация и гематитизация. Местами широко распространена пропилитизация.

Возраст месторождений формации весьма разнообразен.

Чаще они бывают варисскими и ларамийскими, реже более молодыми.

Весьма типичными представителями рассматриваемой формации являются месторождения рудного района Сентрал-Сити в штате Колорадо (США).

Месторождения района Сентрал-Сити. Этот район находится в пределах Передового Хребта, являющегося частью системы Скалистых гор, окаймляющих с востока Плато Колорадо. В геологическом строении территории, согласно данным Т. С. Ловеринга и Е. Н. Годдарда (Lovering, Goddard, 1950), принимают участие докембрийские метаморфические и изверженные породы, рассеченные ларамийскими сбросами и прорванные третичными изверженными породами. В составе метаморфической толщи главную роль играют биотитовые и силлиманитовые гнейсы формации Айдахо-Спрингс. В меньшей степени развиты известково-силикатовые гнейсы и амфиболиты формации Суон-Дайк. Все указанные образования собраны в складки северо-восточного простирания. Докембрийские интрузивные породы представлены кварцевыми монцонитами, гранито-гнейсами, гранодиоритами, гранитами и пегматитами. Третичный интрузивный комплекс представлен монцонитами и бостонитами, а также гранитами и гранодиоритами. Многие из кварц-бостонитовых даек являются сильно радиоактивными. По данным Г. Фейра (Phair, 1952), эти дайки находятся в тесной пространственной связи с настурансодержащими жилами.

Характерной чертой геологического строения всего района является наличие «Поперечного порфирирового пояса», протягивающегося от Плато Колорадо на 150 км в северо-восточном направлении в пределы Скалистых гор. Указанный пояс представляет собой огромную зону разломов, которая явилась контролирующей как для молодых интрузий, так и для оруденения.

Рудные месторождения пояса весьма различны по составу. Преобладают среди них полиметаллические с очень крупным представителем — Ледвиль. Имеются молибденовые — в их числе крупнейшее мировое месторождение Клеймэкс. Есть также медные, вольфрамовые, золоторудные, урановые и ряд других.

Наиболее важные урановые месторождения располагаются в северо-восточной части пояса. Рудные тела, имея жильный характер, приурочены к сбросовым трещинам северо-восточного, реже близкого к широтному направлениям. Углы падения этих трещин, а соответственно и рудных тел, весьма различны. Длина большинства жил измеряется десятками и сотнями метров при средней мощности порядка 0,3 м. Имеются только единичные представители, прослеженные по про-

стиранию на 1,6 км и в глубину до 800 м. Изменения боковых пород представлены серицитизацией, окварцеванием и аргиллизацией. В распределении этих продуктов наблюдается определенная зональность.— серицитизация и окварцевание характерны для внутренней зоны.

В районе Сентрал-Сити имеет место определенная зональность в расположении рудной минерализации по отношению к выходам кварцевого монцонита. Как видно на рис. 16, ближе к выходам кварцевого монцонита располагаются золото-пиритовые жилы, дальше урансодержащие.

По составу выделяют жилы двух типов: одни — существенно пиритовые с халькопиритом и теннантитом, другие со сфалеритом и галенитом. Первые представляют интерес по содержанию золота, вторые — богаты серебром. Имеются жилы промежуточного состава.

Настуран встречается в жилах всех трех типов, но главным образом во втором типе и в промежуточном. Развивается он в жилах в виде линз мощностью до 10 см и длиной до 10—12 м (Симс и Тукер, 1958). Для настурана известно столбовое обогащение. Наиболее крупный столб имеет размеры 0,3×6,0×15,0 м. Устанавливается определенная зависимость интенсивности минерализации в жилах от характера вмещающих пород. Так, например, жилы, залегающие в кварц-монцитом гнейсе и пегматите, являются мощными и рудоносными. Жилы же, находящиеся в биотитовом гнейсе, обычно слабо минерализованы или пустые. Симс и Тукер отмечают, что как будто породы, богатые кальцием или железом, в ряде мест являются наиболее благоприятными для отложения настурана.

Заслуживает внимания также тот акт, что жилы, приуроченные к наиболее молодым трещинам северо-восточного направления, настурана не содержат.

Настуран представлен всеми разновидностями: от плотной с колломорфным строением и металлическим блеском разности до рыхлого, сажистого материала, представляющего собой, по сути дела, урановую чернь.

По данным Симса (Sims, 1955), настуран отличается исключительно высоким содержанием циркония и молибдена. В окисленных участках жил развивается торбернит, метаторбернит, отенит. Реже встречается казолит, дюмонит и циппент.

В процессе формирования рудных жил обычно выделяют три стадии: урановую, пиритовую и сульфидную. Настуран выделяется совместно с кварцем и небольшим количеством пирита.

Ураноносные жилы рассматриваемой площади группируются в рудные узлы. Известны два таких наиболее крупных

узла: Кварц-Хилл и Ниггер-Хилл. В пределах каждого из них выделяется целый ряд месторождений (рис. 16), представленных одной, реже двумя жилами.

Абсолютный возраст минерализации находится в пределах от 55 до 70 млн. лет (Симс, Тукер, 1958), т. е. является нижнетретичным. Фейр высказал предположение, что ураноносные растворы, генетически связанные с кварцбостонитовой

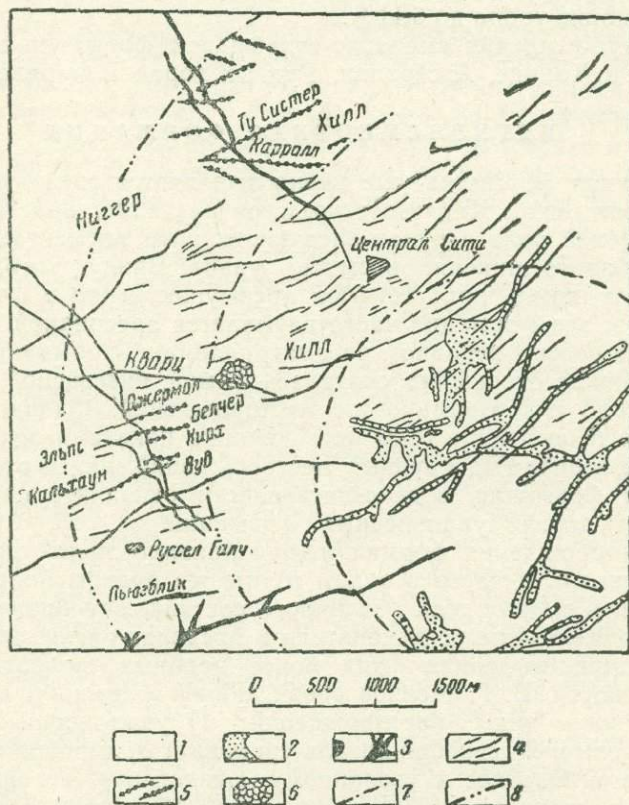


Рис. 16. Схематическая геологическая карта района Централ-Сити (из книги М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой, 1960). 1 — докемрийские образования; 2 — кварцевые монциты; 3 — бостониты; 4 — рудные жилы; 5 — урансодержащие жилы; 6 — рудная брекчия; 7 — контур площади выходов кварцевых монцитов; 8 — контур ураноносной зоны

магмой, обогащались ураном за счет его выщелачивания из боковых пород.

Урановые месторождения по своим размерам являются небольшими, но обладают высокосортными рудами. Уран в них добывается обычно, как попутный продукт при разработке рудных тел на свинец, цинк, золото и серебро. Среднее содержание U_3O_8 из жил Вуд и Кирк, участок Кварц-Хилл составляет 0,2% (Armstrong, 1952). На месторождении Ту-Систерс, участок Ниггер-Хилл, выявлены значительные запасы торбернитовых руд, причем отдельные пробы показывают содержание урана до 6,11%.

Месторождения смолково-сульфидной формации известны также в Канаде, Австралии, Рудных горах и в ряде других мест.

ПЯТИЭЛЕМЕНТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Данная формация уже давно выделяется среди урановых месторождений. Как известно, свое название, она получила от ведущей роли в рудах следующих пяти элементов: серебра, кобальта, никеля, висмута, урана. Ввиду того, что кобальт и никель присутствуют преимущественно в форме арсенидов, эта формация часто называется арсенидной.

Еще совсем недавно рассматриваемая формация в промышленном отношении считалась самой интересной из всех формаций гидротермальных месторождений. Однако проведенные в последние годы исследования показали, что это не вполне верно. Ряд крупных месторождений, ранее относимых к этой формации, в действительности оказались представителями других ураноносных формаций.

Месторождения формации, как правило, являются многостадийными, и часто в одном и том же рудном поле можно встретить рудные тела различного состава. Это привело к тому, что некоторые исследователи в пределах рассматриваемой формации выделили ряд более мелких подразделений. В частности, В. Г. Мелков среди данной формации выделяет следующие виды месторождений: 1) уран-никель-кобальт-висмутовые; 2) серебро-никель-урановые; 3) серебро-мышьяк-урановые. Близкое к указанному разделение, но еще более дробное предложено Г. Шнейдергеном (Schneiderhöhn, 1944).

Среди арсенидов, слагающих главную массу руд пятиэлементной формации, наиболее распространенными являются: никелин, раммельсбергит, хлоантит, шмальтин, сафлорит. Достаточно широко распространены самородный висмут и самородное серебро. Сульфиды присутствуют обычно в небольшом количестве — это, прежде всего, пирит, халькопирит, галенит и сфалерит. Встречаются также аргентит, блеклые руды, висмутин и некоторые другие. Жильные минералы представлены в основном кварцем и различными карбонатами. В небольшом количестве иногда присутствует барит. Ура-

новая минерализация представлена смолкой, нередко образующей сплошные полосы в жилах с поясовой текстурой, или нацело слагающей отдельные прожилки. Весьма характерны ее почковидные выделения, иногда достигающие крупных размеров.

Месторождения пятиэлементной формации широко распространены в Канаде, в Рудных горах Европы, встречаются также в США и в других районах мира. Э. У. Хейнрих, например, к данной формации относит месторождение Шинколовбе. В качестве типичного примера ниже приводится описание рудного района Большого Медвежьего озера (Канада).

Месторождения района Большого Медвежьего озера. Уран в этом районе был обнаружен впервые в 1930 г., когда Дж. Лабин на небольшом мысе, теперь носящем его имя, встретил три жилы, содержащие урановую смолку. Уже в следующем — 1931 г. на мысе Лабин была получена богатая штуфная руда и заложен рудник Эльдорадо. Через два года здесь пущена обогатительная фабрика с суточной производительностью 50 тонн. К этому времени в районе был открыт и ряд других рудопоявлений, наиболее интересными из которых явились месторождения у оз. Контакт, на острове Уоркмен и у оз. Биверлодж. До 1953 г. богатые руды месторождения Эльдорадо являлись единственным источником урана Канады. С этого же времени началась эксплуатация ряда месторождений в районе оз. Биверлодж. Позже, в связи с открытием и вводом в эксплуатацию новых объектов (главным образом пластовых месторождений района Блайнд-Ривер) удельный вес рассматриваемых месторождений в общем балансе добычи Канады значительно понизился. Так, по данным Гриффита, Ланга и других (1959), на долю месторождений Большого Медвежьего озера и месторождений района Биверлодж в 1957 г. пришлось 41% всей добычи окиси урана.

Геологическое строение района. Геологическое строение и рудоносность описываемой территории изучались Д. Е. Киддом (Kidd, 1932), Г. М. Фурниволом (Furnival, 1939), Х. С. Робинсоном (Robinson, 1952), Р. Мерфи (Murphy, 1948) и рядом других геологов. Большое Медвежье озеро лежит в краевой части Канадского щита близ его границы с нижнепалеозойскими осадочными породами платформы (рис. 17). Стратиграфическая схема района дана на табл. 17.

Главное развитие в районе проявления уранового оруденения имеют породы древнего комплекса, относимые к группам бухт Эхо и Камерон. Породы бухты Эхо представлены в нижней части разреза аргиллитами, местами сильно кремнистыми; туфами, кварцитами, конгломератами с подчиненной ролью известняков. Эти породы переслаиваются с поле-

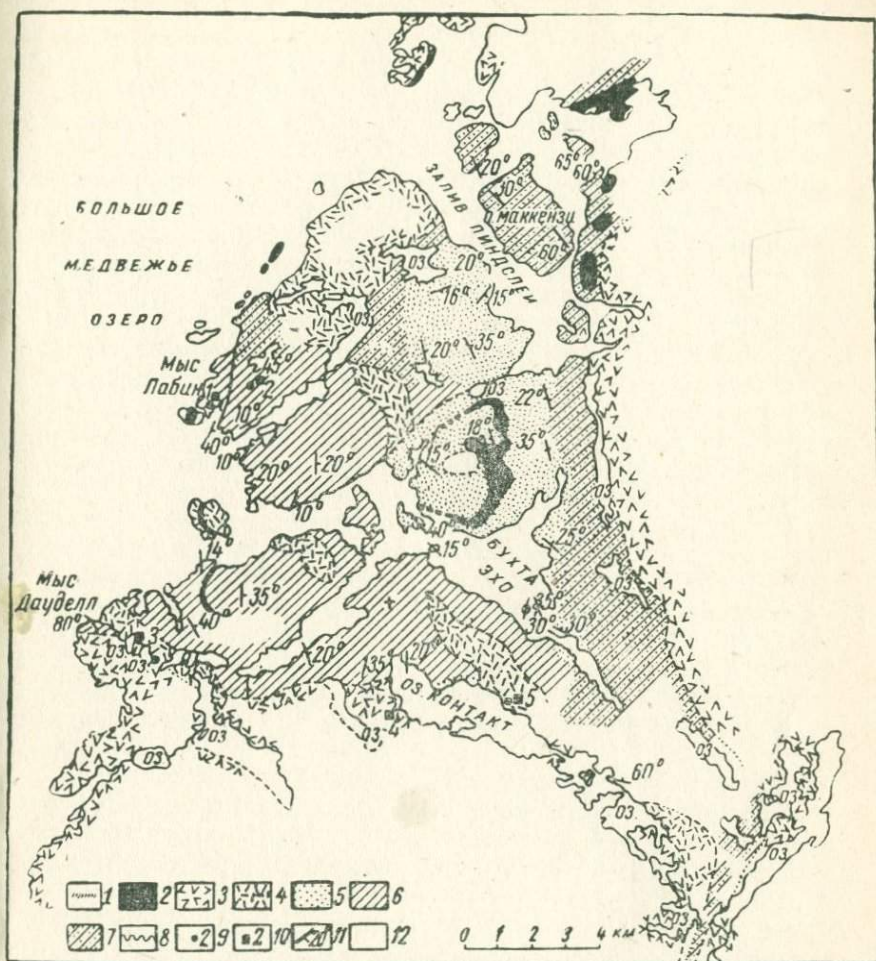


Рис. 17. Схематическая геологическая карта района Большого Медвежьего озера (по Кидду и М. Хейкоку). 1 — крупные кварцевые жилы; 2 — пологопадающие основные дайки; 3 — граниты; 4 — гранодиориты и диориты; 5 — породы бухты Камерон; 6 — породы бухты Камерон; 7 — нерасчлененные породы древнего комплекса (породы бухты Камерон и бухты Эхо); 8 — сбросы; 9 — рудопроявления серебра; 10 — рудопроявление урана; 11 — элементы залегания; 12 — незакартированные площади

вошпатовыми порфирами и в верхах разреза содержат прослой лав и пирокластов свежего облика. Лавы представлены порфирированными андезитами, местами имеющими миндалекаменную текстуру. Пирокластический материал состоит из брекчий, агломератов и туфов. Суммарная мощность пород этой группы составляет 1800 м.

Толща группы бухты Камерон в нижней части разреза представлена красновато-бурыми массивными породами, часто содержащими угловатые обломки тонкозернистой различно окрашенной породы, а местами прослой граувакк, конгломератов и аргиллитов. Эти образования, очевидно, представляют собой нечто иное, как измененные туфы. Выше лежат косослоистые гравийные песчаники с мощностью от 90 до 150 м. Верхняя часть сложена массивными конгломератами с железистым цементом. Гальки конгломератов состоят из полевошпатовых и кварцево-полевошпатовых порфиров, мелкозернистых кварцитов, аргиллитов, каких-то мелкозернистых (возможно эффузивных) пород и иногда жильного кварца и ярко-красной яшмы. Мощность конгломератов 90—150 м. Суммарная мощность пород группы около 900 м. Среди пород бухты Камерон достаточно широко распространены пластовые тела массивного серого полевошпатового порфира. Следует отметить, что до сих пор достоверно не известно, являются ли упомянутые порфиры (а также аналогичные образования в группе пород бухты Эхо) интрузивными разностями или они представляют собой эффузивные породы. Они, как правило, залегают согласно с осадочными породами и только в исключительно редких случаях наблюдались секущие контакты. Местами в них были встречены типичные текстуры эффузивов.

Наиболее молодым членом описываемых докембрийских образований являются породы группы бухты Хорнби. В отличие от более древних толщ породы этой группы собраны в пологие складки с углами падения крыльев порядка 10° . Нижняя часть толщи сложена грубыми коричневатыми конгломератами, залегающими с угловым несогласием на древних толщах. Галька этих конгломератов состоит из массивных красновато-бурых полевошпатовых порфиров. В основании конгломератов содержатся многочисленные угловатые обломки жильного кварца, заключенные в коричневой песчаной массе. Конгломераты перекрываются песчаниками и кварцитами. Общая мощность пород бухты Хорнби свыше 120 м.

Интрузивные породы района представлены гранодиоритами, гранитами, древними и молодыми диабазами.

Гранодиориты и кварцево-слюдяные диориты являются наиболее древними интрузивными породами. Они образуют крупные тела к северо-востоку от оз. Контакт и в районе озер

Глейсьер и Майл, а также многочисленные небольшие штоки в различных участках бухты Эхо. Гранодиориты прорывают осадочные породы бухт Эхо и Камерон. Ширина полосы контактового метаморфизма достигает 400—500 м. В зоне контакта развивается хлорит, актинолит, эпидот, магнетит и пирит. Последний дает настолько обильную вкрапленность, что она обуславливает на выходах пород возникновение интенсивной лимонитизации вплоть до образований типа мощных железных шляп.

Граниты, представленные биотитовыми разновидностями, являются более молодыми образованиями. Среди них выделяется ряд разновидностей, отличающихся, главным образом, по структуре и представляющих собой разновозрастные дифференциаты. Эти граниты прорывают породы древнего комплекса бухт Эхо и Камерон, а также описанные выше гранодиориты. Взаимоотношений гранитов с породами бухты Хорнби не наблюдалось. В прорываемых породах граниты образуют четкий контактовый ореол. Описываемая гранитная интрузия имеет дайковую фацию, представленную аплитами и пегматитами. Аплиты секут породы древнего комплекса, а также гранодиориты и граниты, но наблюдаются только в приконтактных зонах гранитов. Пегматиты же вообще встречаются очень редко.

Что касается диабазов, то они разделяются на две возрастные группы — древнюю и молодую. Древние диабазы встречаются очень редко. Они в возрастном отношении занимают место между гранитами и гранодиоритами и развиваются в виде даек мощностью 15—30 м. Описываемые породы характеризуются равномерной среднезернистой структурой. Молодые диабазы распространены значительно шире. Они образуют крутопадающие дайки или пологопадающие дайки и sillы мощностью 15—45 м, секущие все породы района. Только жилы ленточного кварца оказываются моложе этих диабазов.

Весьма характерной особенностью района является широко распространенные гигантские кварцевые жилы. Мощность этих жил превышает 30 м, а длина достигает 17 км. Имея северо-восточное простирание, они бывают приурочены к сбросовым трещинам. Среди них отчетливо выделяются две разновозрастные группы. Первая включает в себя жилы массивного белого кварца более древние, чем породы серии бухты Хорнби и молодые диабазы. Ко второй группе относятся жилы полосчатого или ленточного кварца, секущие все породы района, в том числе и молодые диабазы.

В жилах массивного кварца иногда наблюдаются розетки гематита и очень редко включения халькопирита, борнита,

ковеллина. В жилах ленточного кварца встречается гематит и изредка настуран.

Тектоническая структура района характеризуется следующими чертами: породы древнего комплекса образуют систему сложных складок, преимущественно меридионального и северо-западного простирания. Первое направление характерно для южной части района, второе — для северной. Углы падения пород обычно меньше 45° . Породы свиты Хорнби имеют северо-восточное простирание и пологое падение. Весьма типичной чертой тектоники района является развитие системы сбросовых нарушений северо-восточного направления. Такие сбросы имеют протяженность единицы, редко десятки километров. В отдельных случаях протяженность их достигает нескольких сот километров. Амплитуды смещения по горизонтали измеряются сотнями метров, а по вертикали — десятками метров. В описываемом районе устанавливается закономерное смещение северо-западных блоков на северо-восток вдоль плоскостей сбросов. Обычно такие сбросы развиты в породах древнего комплекса и лишь в редких случаях наблюдаются в породах серии бухты Хорнби.

Процесс формирования этой системы трещин охватывает, по-видимому, значительный промежуток времени. Считается, что начало их образования было после внедрения гранитов и складкообразования древнего комплекса осадков.

Рудоносность. Рудоносность района Большого Медвежьего озера характеризуется значительным разнообразием, но в основном там развита урановая, серебряная, медная и никель-кобальтовая минерализация. Д. Е. Кидд все месторождения этой территории делит на две большие группы. В первую он включает месторождения самородной меди, приуроченные к эффузивам (м-ния бассейна р. Коппермайн). Ко второй группе он относит жильные месторождения, связанные с зонами сбросов и разломов обычно северо-восточного простирания. По характеру минерализации среди этой обширной группы выделяются месторождения: 1) кварц-барит-халькопиритовые; 2) кварц-кальцит-халькозиновые; 3) кварц-гематит-урановосмолоквые, содержащие часто арсениды никеля и кобальта, минералы висмута, а также халькопирит, пирит, доломит; 4) родохрозитовые с минералами серебра, никеля, кобальта, висмута и др.

К северу от Большого Медвежьего озера имеет широкое развитие известная низкотемпературная медная минерализация, приуроченная к мелафирам и представленная самородной медью.

В районе, прилегающем к берегам Большого Медвежьего

озера, преимущественным развитием пользуется урановое оруденение. Среди урановых месторождений главным является Эльдorado, все прочие в промышленном отношении незначительны.

Месторождение Эльдorado. Месторождение расположено на мысе Лабин. Рудоносная площадь имеет размеры 1,5 км \times 0,6 км и сложена главным образом нижними горизонтами пород комплекса бухты Эхо, среди которых наиболее древними являются тонкозернистые до плотных породы, предположительно туфы, с мощностью около 150 м (рис. 17 а). На этих породах лежит толща сильно окварцованных, различных по внешнему виду образований, состоящих из полосчатых кварцитов, плотных роговиков и неяснополосчатых метаморфизованных кремнистых пород. Цвет пород от бурого до розового. Обычно они содержат обильную вкрапленность гематита и магнетита, который нередко образует прожилки и замещает некоторые слоистые зоны в породах. В целом толща имеет характер типичных железистых кварцитов. Встречающиеся тонкослоистые глинистые горизонты быстро выклиниваются. В составе толщи обнаруживается небольшое количество известняков и конгломератов. Описанные породы постоянно переслаиваются с пластами полевошпатового порфира, тела которого могут быть силлами, либо потоками или покровами. По-видимому часть порфиров является интрузивной, так как местами встречаются интрузивные соотношения с осадочными породами.

По составу полевошпатовые порфиры следует отнести к андезитовым разностям. Они обычно тонкозернисты, некоторые горизонты обладают миндалекаменной текстурой. Переслаивающиеся с порфирами пирокласты представлены брекчиями, агломератами и тонкополосчатыми туфами. В свежем состоянии порфиры имеют однородную фиолетово-серую окраску. При изменении они становятся красными, а при достаточно высокой степени процесса резко отличаются от других пород своим красновато-коричневым цветом. Общая мощность всей стратифицированной толщи порядка 450 м.

Из интрузивных образований наиболее древними являются диориты, сильно варьирующие по внешнему виду в различных местах. Их крупное тело прорывает породы группы бухты Эхо примерно в 3,5 км северо-восточнее рудника. Весьма распространены в районе также крупнозернистые красноватой окраски рогообманковые граниты, явно интрузирующие породы группы Эхо. В своем эндоконтакте на мощность около 3 м они имеют грубо параллельную полосчатость и содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Большое число апофиз этих гранитов вскрыто в западных выработках рудника. Возраст гранитов различен. Граниты и более древние

породы пересекаются дайками розового аплита, не встречающимися далее 300 м от контакта с гранитами. Максимальная мощность даек достигает 6 м.

Помимо указанных пород в районе месторождения достаточно широко развиты дайки молодых кварцевых диабазов нескольких возрастов. К наиболее ранним диабазам относят-

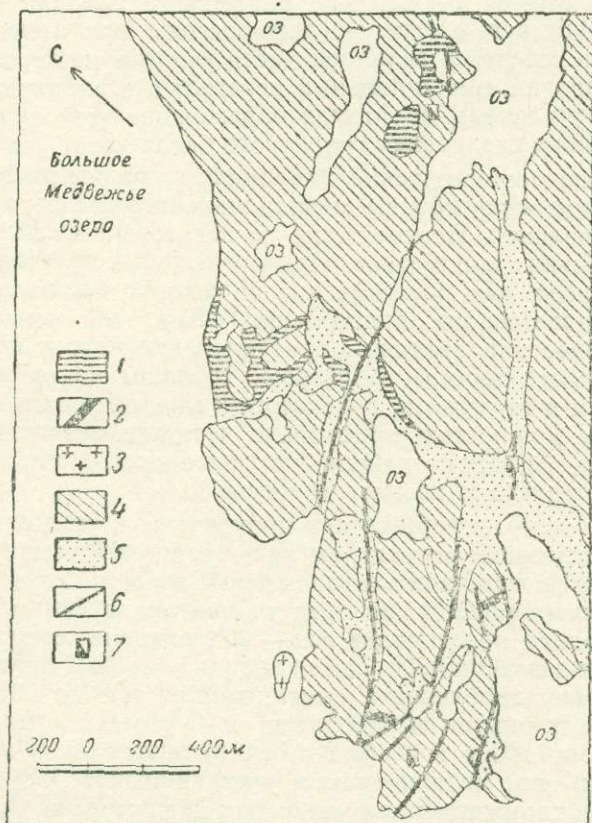


Рис. 17а. Геологическая карта месторождения Эльдорадо (по А. Лангу). 1—кварцевые диабазы; 2—дайки диабазы; 3—граниты; 4—породы группы Эхо; 5—гнейсовый, 6—сбросы и рудные жилы; 7—горные выработки

ся многочисленными крутопадающими дайками, представленными темными крупнозернистыми разностями, они древнее жил урановой смолки. Поздние диабазы, залегающие в виде пологих силлов или даек со столбчатой отдельностью, представляют собой среднезернистые, сероватые породы различной

структуры. Тонкие апофизы этих даек пересекают рудные жилы.

Породы описываемой площади залегают моноклинально, имея северо-восточное простирание и юго-восточное падение под углом порядка 40° . Вблизи контактов с гранитами наблюдаются крутые падения и местная складчатость.

На площади рудника породы нижних горизонтов (туфы, осадочные породы и порфиры) сложены в складки с осями, простирающимися к северо-северо-востоку при пологом погружении к северу. В западной части участка месторождения зарегистрирован синклинальный перегиб; а в восточной — открытая антиклиналь. Р. Мерфи образование этой складчатости связывал с внедрением гранитного батолита.

В районе месторождения Эльдорадо широким распространением пользуются сбросы меридионального и северо-восточного направлений. Перемещение по некоторым из них достигает нескольких километров. Помимо главных сбросов развиты многочисленные, более мелкие нарушения преимущественно северо-восточного простирания. Там, где они имеют юго-восточное направление, образуются структуры, подобные типу «конского хвоста». Сбросовые трещины часто выполнены кварцем и гематитом. В некоторых случаях к ним приурочены жилы мощностью в несколько десятков метров. Сбросы пересекают все породы района. Наиболее незначительные смещения претерпевают поздние диабазы.

Рудные тела месторождения приурочены к указанным выше дизъюнктивным структурам как к основным, так и второстепенным. На площади месторождения известно семь рудных зон, располагающихся на расстоянии около 180 м друг от друга. Среднее простирание зон — 65° , падение северо-западное с углами от 60 до 90° . Самая южная зона № 1 представляет собой зону дробления и смятия мощностью до 12 м, прослеженную горными выработками и буровыми скважинами более чем на 1500 м, зоны № 2 и № 3 являются более мелкими разломами, но включающими промышленное оруденение. Зона № 4 в промышленном отношении не интересна. Зона № 5 подобна зоне № 1, является крупной зоной дробления и смятия. Значение зон № 6 и № 7 не ясно.

Распределение оруденения в пределах указанных зон характеризуется исключительной неравномерностью. Сами рудные тела представлены или отдельными жилами мощностью от 1—2 до 3 м, или серией жил и прожилков, образующих штокверки мощностью до 12 м, но только частично представляющие собой руду. Длина рудных тел по простиранию от 15 до 210 м, по падению — до 540 м.

Как будто бы намечается зависимость интенсивности рудоотложения от характера боковых пород. Так, лучшие руды

встречаются в местах пересечения трещинами осадочных пород или там, где рудные жилы проходят по контакту осадочных пород и диабазов. Порфиры как вмещающие породы неблагоприятны.

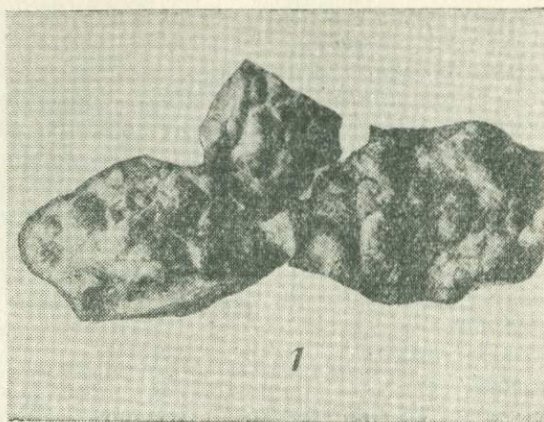
В составе рудных тел Эльдорадо еще Д. Киддом и М. Хэйкоком (Kidd, Haусock, 1935) установлено присутствие сорока рудных минералов, а именно: урановая смолка, магнетит, гематит, арсенопирит, пирит, шмальтин-хлоантит, сафлорит, раммельсбергит, скуттерудит (обнаружена никельсодержащая разновидность), кобальтин, герсдорфит, глаукот, леллингит (с никелем), никелин, полидимит, молибденит, чальмерсит, тетраэдрит, фрейбергит, самородный висмут, борнит, халькопирит, халькозин, сфалерит, галенит, штроейерит, ялпаит, аргентит, гессит, серебро, пиролюзит, псиломелан, полианит, ковеллин, азурит, лимонит и пять пока не определенных минералов.

Жильное выполнение представлено главным образом кварцем. В меньшей степени распространены карбонаты (доломит, родохрозит). Количественные соотношения этих двух компонентов в различных жилах и различных участках одной и той же жилы разнообразны. Кроме того, отмечаются барит, витерит (?) и флюорит. Почти всегда присутствует то или иное количество хлорита.

Основным рудным минералом является урановая смолка, по данным упомянутых авторов, представленная аморфной разновидностью, т. е. настураном. Она образует натечные, колломорфные и сферолитовые агрегаты, иногда встречаются кольцеобразные скопления и жилки. Местами развиваются брекчиевые текстуры, состоящие из обломков урановой смолки, сцементированных более поздним кварцем. Дендритовые формы наблюдаются редко, уран в них представлен отчетливо кристаллической разновидностью, причем в некоторых случаях внутренние части кубических кристалликов уранинита бывают выполнены самородным серебром. Во всех колломорфных образованиях имеются трещины дегидратации, выполненные кварцем и поздними сульфидами. Характер урановой смолки хорошо виден на рис. 18. Обращает на себя внимание тот факт, что колломорфные образования характерны не только для смолки. Довольно часто встречаются обильные сферолиты кварца.

По физическим и химическим свойствам среди урановой смолки месторождения отчетливо выделяются три разновидности, отличающиеся по степени окисленности и представляющие собой три разновозрастные генерации. Наибольшим распространением пользуется наименее окисленная разновидность с высокой отражательной способностью и наиболее высокой твердостью.

Д. Кидд и М. Хейкок весь процесс минерализации делят на три стадии: 1) пирометасоматическую; 2) гидротермальную и 3) супергенную.



2

3

Рис. 18. Настуран из руд месторождения Эльдorado (по Д. Кидду и М. Хейкоку). 1 — натечный агрегат. Ув. 1/3; 2 — колломорфные выделения настурана с трещинами дегидратации, выполненными кварцем и карбонатом с включениями галенита (белый). Аншлиф, ув. 35; 3 — колломорфный настуран в кварце. Аншлиф, ув. 45

К первой упомянутые авторы относят магнетит, ранний пирит и арсенопирит. Ко второй стадии относится весь основ-

ной минеральный комплекс месторождения. Наличие смолки нескольких генераций, а также развитие ряда сульфидов по уже сформировавшимся трещинам дегидратации является несомненным доказательством того, что гидротермальная стадия формирования была длительной и носила прерывистый характер.

Как отмечено выше, на месторождении Эльдорадо имеются четыре основных рудных зоны.

Зона № 1 характеризуется наиболее сложным соотношением минералов. Ранний комплекс здесь представлен кварцем с прожилками и включениями хлорита и небольшим количеством карбоната. Из рудных минералов здесь развивается только пирит и то в очень ограниченном количестве.

Следующий по времени минеральный комплекс, являющийся наиболее распространенным, имеет существенно кварц-гематитовый состав. Жилы, сложенные этим комплексом, достигают 3-метровой мощности и образуют штокверки до 12 м шириной. Кварц здесь полосчатый и окрашен гематитом. В многочисленных пустотах развиты кристаллы и друзы карбоната, гематита, кварца и халькопирита.

В этих кварц-гематитовых жилах встречаются узкие полоски или прожилки сульфидов, арсенидов, висмута, серебра и урановой смолки. Все они в основном приурочены к кремнистым участкам жил и, по-видимому, правильнее всего относить их к следующему этапу минерализации. Этот третий этап характеризуется тем, что отдельные рудные минералы или группы их концентрируются в жиле в виде обособленных линз или прожилков. Так, например, урановая смолка совместно с арсенидами никеля и кобальта часто дает обособленные прожилки мощностью в несколько сантиметров. Известны также полосы урановой смолки до 30 см мощностью и участки до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Гораздо чаще она развивается в виде жилок средней мощностью в несколько сантиметров с раздувами и пережимами. Не менее характерна тонкая сеть прожилков с крупной вкрапленностью. Весьма типичным является то, что границы руды обычно четкие и за пределами рудного скопления встречаются лишь единичные пятна смолки. К последнему этапу минерализации относят мелкие жилки кварца, карбоната и халькопирита, секущие все другие жилы. Эта минерализация моложе даек поздних диабазов. С этим этапом связывается самородный висмут, некоторое количество никеля и кобальта, а также, вероятно, основная масса серебра.

Зона № 2 имеет среднюю мощность порядка 1,5 м. В отличие от зоны № 1 здесь не наблюдается многофазность рудотложения. Характерным компонентом жил является полосчатый карбонат, частично представленный родохрозитом. Ура-

новая смолка располагается преимущественно вдоль всякого бока зоны, развиваясь в виде линз и прожилков длиной до 12—15 м. В единичных случаях жилы урановой смолки достигли 210 м при максимальной мощности порядка 4,5 м. По падению они прослеживаются до 180 м. Из рудных минералов помимо смолки в описываемой зоне распространены гематит, арсениды никеля и кобальта, а также самородное серебро, причем последнее особенно характерно для северо-восточной части зоны, где оно сопровождается марганцовистый карбонат. Сульфидная минерализация, представленная халькопиритом и галенитом, проявляется лишь местами. Устанавливается ее ассоциация с самородным серебром. В отдельных участках присутствует флюорит. В одной кварцевой жиле встречен самородный висмут.

Зона № 3 является зоной брекчирования мощностью до 1,5 м. Цементирующий материал — кварц и карбонаты. Рудная минерализация представлена вкрапленностью урановой смолки и халькопирита.

Зона № 5 (зона Дэмпи) подобна зоне № 1 и отличается от нее более слабой минерализованностью. Зона характеризуется обилием неправильных масс халькопирита.

Изменение боковых пород, представленное гематитизацией, на месторождении проявилось весьма интенсивно и поразило все разности пород, за исключением поздних диабазов. По мнению Р. Мерфи, этот процесс генетически связан с кварц-гематитовой фазой минерализации. К числу минералов, связанных с этим процессом, относят кварц, гематит, магнетит, серицит, хлорит и карбонат. Детальное изучение измененных пород, несомненно, позволит выделить в ходе самого процесса ряд этапов, каждый из которых будет характеризоваться преобладанием совершенно определенных минералов.

Наиболее интенсивное изменение выражается в превращении вмещающих пород в так называемые джаспероиды — яшмовидные кремнистые гематитсодержащие образования. Ширина измененных пород в общем пропорциональна мощности рудного тела, но местами эта закономерность нарушается и у сравнительно маломощных жил изменение распространяется в стороны на значительное расстояние вдоль мелких зон трещиноватости. Наблюдения показывают, что в пределах 1—1,5 м от жилы редко можно встретить малоизмененные остатки первоначальных боковых пород.

Следует иметь в виду, что интенсивное красноцветное изменение не всегда указывает на существенную урановую минерализацию. В крупных тектонических зонах помимо гематитизации наблюдается интенсивное оталькование и хлоритизация.

Генезис месторождений района Большого Медвежьего озера. В отношении условий формирования месторождений данной территории в настоящее время существует достаточно установившаяся точка зрения об их образовании на небольших глубинах в условиях сравнительно низких температур. Утвердившееся в литературе мнение о том, что отложение урановой смолки и сопутствующих карбонатов происходило из коллоидных растворов, не может быть принято с позиций отечественной теории рудообразования. В ряде работ академика А. Г. Бетехтина (1951, 1953) и других советских ученых убедительно показано, что коллоиды не играют существенной роли в переносе вещества гидротермальными растворами. Здесь, по-видимому, правильнее говорить не о коллоидных растворах, а о коллоидных системах, из которых непосредственно произошло отложение материала и которые могут спорадически возникать в силу тех или иных причин в различные периоды существования рудоносных растворов и в различных участках рудоконтролирующих структур.

Не вполне ясен на сегодняшний день вопрос о связи уранового оруденения с интрузиями, что объясняется трудностью установления места уранового оруденения в общей цепи развития древнего магматизма района. По этому поводу в литературе существует несколько мнений. Так, например, Д. Кидд был склонен связывать урановое оруденение с интрузивным циклом, давшим розовые биотитовые граниты, точнее с одной из самых поздних фаз этого цикла. По его мнению, урановое оруденение либо парагенетически связывается с дайками молодых диабазов, или является еще более поздним.

Позже Р. Мерфи указал на возможную связь рассматриваемого оруденения с интрузией молодых диабазов. Он отмечает, что в одних случаях наблюдается пересечение диабазовых даек ураноносными жилами, а в других, наоборот, жилы со смолкой секутся диабазами.

Проведенное определение абсолютного возраста смолки из различных месторождений района также не дало ожидаемого результата. Так, для Эльдорадо этот возраст по различным авторам колеблется в пределах от 1400 до 1277 млн. лет, для района оз. Контакт—650 млн. лет, для месторождений оз. Хота—387 млн. лет и для района Биверлодж—330—350 млн. лет. Причины таких больших расхождений в настоящее время остаются невыясненными. Таким образом, вопрос о генетической связи урановой минерализации этой обширной площади с магматическими образованиями того или иного возраста и по сей день остается открытым. Некоторые авторы, как, например, М. М. Константинов и Е. Я. Куликова (1960), считают возможным связывать генезис рассматриваемого орудене-

ния с деятельностью горячих метаморфических растворов, возникавших при каждой крупной тектонической фазе, сопровождавшейся развитием интрузий.

СМОЛКОВО-КАРБОНАТНАЯ (СМОЛКОВО-КВАРЦ-КАРБОНАТНАЯ) ФОРМАЦИЯ

Месторождения этой формации весьма типичны и в промышленном отношении гораздо более значительны, чем месторождения пятиэлементной формации. Они до самого последнего времени являются основным источником богатых урановых руд. Весьма часто руды смолково-карбонатной формации встречаются совместно с рудами других формаций, главным образом, пятиэлементной, развиваясь в пределах одних и тех же жил или слагая различные близко расположенные жилы в пределах одной и той же зоны. Эти данные указывают на определенное генетическое родство упомянутых образований, причем отложения смолково-карбонатной формации большинством, по крайней мере, советских исследователей рассматривается как самостоятельный, заключительный этап в развитии единого рудного процесса.

Месторождения этой формации часто обнаруживают отчетливую связь с крупными гранитными интрузиями или с их поздними кислыми дериватами. Более отчетливо они тяготеют к крупным тектоническим разломам и сопровождающим их сопряженным нарушениям.

В минералогическом отношении руды главным образом представлены смолкой и карбонатом (доломитом или анкеритом). Из прочих минералов довольно широким распространением пользуются кварц и темноокрашенный флюорит. Сульфиды присутствуют в небольшом количестве, среди них зарегистрированы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и блеклые руды. Арсениды никеля и кобальта, а также висмутовые и серебросодержащие минералы, как правило, отсутствуют. Гематит также не имеет широкого распространения.

Какой-либо приуроченности месторождений описываемой формации к породам определенного возраста не наблюдается. Встречаются они в областях развития кембрийской, варисской и даже раннеальпийской складчатости.

По данным многих исследователей, структуры самих месторождений весьма разнообразны. В одних случаях это системы многочисленных параллельных трещин, ориентированных вкрест простиранию складчатости. В других случаях рудные тела приурочены к системам трещин, сопряженных с крупными региональными разломами. Особенно охотно минерализация размещается в системах оперяющих трещин, развивающихся лишь по одной стороне крупного разлома. В. Н. Котляр отмечает, что в некоторых месторождениях

формации рудные тела располагаются в зоне дробления, проходящей в контакте гранитов с породами осадочно-метаморфической толщи. Указывается также, что в образовании рудных столбов очень большую роль играет литологический состав вмещающих пород.

Размеры рудных тел подобны таковым месторождениям смолково-сульфидной и пятиэлементной формаций.

Примерами этой весьма обильной представителями формации могут служить месторождения района оз. Биверлодж в Канаде, района Северный Лимузен во Франции и ряда других мест.

Совершенно правы, по-видимому, те исследователи, которые к данной формации относят наиболее богатую минерализацию многих месторождений рудных гор, тесно пространственно ассоциирующую с рудами пятиэлементной формации.

Месторождения района оз. Биверлодж (провинция Саскачеван, Канада). Район является составной частью обширной ураноносной территории, расположенной к северу от оз. Атабаска. Впервые урановая минерализация была здесь обнаружена в двух пунктах в 1935 году. Последующие поисково-разведочные работы, особенно широко развернувшиеся с 1948 года, привели к обнаружению более 2000 рудопроявлений. Среди них три месторождения: Мартин Лейк, Игл и Эйс-Фей, первая партия руды с которого была вывезена в 1953 году.

К концу 1957 года район выдвинулся в ряд крупных мировых поставщиков урана.

Геологическое строение района изучалось многими исследователями (Buffam, 1951; Christie, 1953; Aleen et al 1954; Fraser, 1954; Tremblay, 1954, 1957), работами которых выяснено, что он сложен докембрийскими породами (рис. 19). Наиболее древними являются породы группы Тэйзин, относимые к архею. Они представлены конгломератами, кварцитами, доломитами, кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами. Суммарная мощность пород порядка 9 000 м.

Эта толща смята в складки северо-восточного простирания. Наиболее крупная структура — синклиналь озера Мартин, примыкающая к северо-западной части оз. Биверлодж, погружается на северо-восток под углом 25° . Другая крупная структура — антиклиналь около оз. Милликен, также погружается на северо-восток и примерно под таким же углом. Весьма обычны мелкие складки. Эти породы прорваны кислотной интрузией, состав которой изменяется от гранитов до сненитов. Местами гранит тонко инъецирует вмещающую толщу вплоть до образования инъекционных гнейсов. Все это сечется пегматитами и лампрофировыми дайками.

Сравнительно слабо метаморфизованные породы серии Атабаска сохранились преимущественно в ядрах глубоких синклиналей. Они представлены кlastическими осадками и продуктами вулканизма, залегающими несогласно на породах группы Тэйзин. Участками они смяты в складки также северо-восточного простирания с углами падения крыльев от

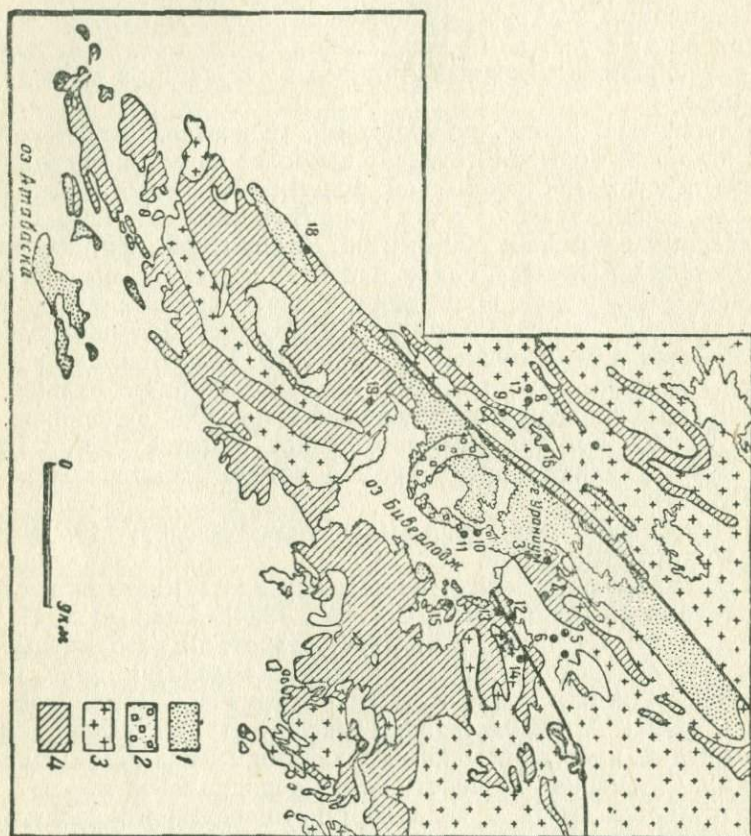


Рис. 19. Схематическая геологическая карта района озер Биверлодж и Атабаска (по Аллену). 1 — базальты; 2 — конгломераты, аркозы; 3 — граниты; 4 — измененные осадочные и изверженные породы, местами гранитизированные. Цифрами отмечены месторождения

35 до 65°. Небольшие дайки, состав которых изменяется от монцититового до габбро, секут описанные породы.

Описываемый район разбит системой крупных сбросов северо-восточного простирания. Выделяют два главных нару-

шения: 1) сброс Блек-Бей, имеющий падение на юго-восток под углом 65° , протягивающийся на 40 км и отделяющий граниты от пород серии Атабаска; 2) сброс Сент-Луис, имеющий примерно те же элементы залегания и прослеживающийся на 11 км от северо-восточной окраины оз. Биверлодж.

Рудная минерализация, содержащая урановую смолку, приурочена к трещинам, секущим все породы района. Рудные тела имеют форму жил, плитообразных тел, брекчиевых труб и зон вкрапленности. Наиболее часто смолка приурочена к тонким прожилкам, выполняющим трещины растяжения. Рудные тела в основном сложены гематитом, кальцитом, хлоритом и урановой смолкой с небольшим количеством пирита, халькопирита и галенита. Часто развивается более обширный комплекс сульфидов. По данным С. Робинсона (Robinson, 1955), в некоторых жилах в небольшом количестве встречены ноланит ($3\text{FeO} \cdot \text{V}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{V}_2\text{O}_4$), селениды меди и свинца—клаусталит, клокманиит, умангит и другие, обычно с самородной медью, кроме того, арсениды кобальта, никеля и железа, а также самородное серебро. По указаниям Боуи (Bowie, 1955), в рудах был обнаружен гезингерит и бесториевый уран-содержащий углеводород. Из других необычных спутников урановой смолки интересно отметить окислы титана, самородное олово и металлы платиновой группы. Концентрация палладия в некоторых рудных телах достигала 443 г/т и находится в прямой пропорциональной зависимости от содержания золота, с которым он, а также и другие элементы платиновой группы, возможно, образуют твердые растворы.

Смолка характеризуется низким содержанием тория и редких земель. По указаниям Хейнриха, в некоторых случаях этот минерал отдельными исследователями рассматривается как митамиктная фаза. В основном выделяются две разновидности урановой смолки: колломорфная—более ранняя, отчетливо разъедающаяся кальцитом, и плотная—более поздняя, часто играющая роль цемента в брекчированном жильном материале и замещающая кальцит по трещинам спайности.

Робинсоном весь процесс минерализации в районе делится на шесть фаз, причем в отдельных месторождениях могут быть представлены только некоторые из них, а также в ряде случаев встречаются значительные местные отклонения от идеальной парагенетической схемы.

В зоне выветривания установлены многочисленные вторичные урановые минералы, представленные гидроокислами (беккерелит, фурмарьерит и др.), карбонатами (либигит, студтит), сульфатами (циппеит, уранопилит), арсенатами (метацейнерит), силикатами (уранофан, казолит, купроскладовскит и складовскит) и ванадатами в виде тьюмунита.

Боковые породы обычно гематитизированы, окремнены, в той или иной степени подверглись фельдшпатизации и хлоритизации.

Весьма важным рудоконтролирующим фактором является состав боковых пород. Наиболее благоприятными для рудоотложения породами являются амфиболиты, порфириты и карбонатные породы.

Что касается источника оруденения и возраста урановой минерализации района, то вопрос этот в настоящее время остается еще нерешенным. Видеть источник рудного вещества в гранитах, вблизи которых распределены месторождения, мешает тот факт, что оруденение часто встречается в более поздних, чем граниты, породах серии Атабаска. Многократные определения абсолютного возраста дают колебания от 200 до 1900 млн. лет. Большая часть определений попадает в два интервала: 850—950 и 230 и 350 млн. лет. Весьма вероятно, что причину этого следует искать в процессах метаморфизма. В частности, Робинсон считает, что первоначальный настуран, отложившийся 1900 млн. лет назад, подвергся существенной переработке в связи с двумя периодами минерализации. Последний период относится к палеозою.

Среди многочисленных месторождений района наиболее крупным и типичным является месторождение Эйс-Фей.

СМОЛКОВО-ФЛЮОРИТОВАЯ (СМОЛКОВАЯ) ФОРМАЦИЯ

Месторождения данной формации также достаточно широко распространены и многие из них интересны в промышленном отношении. Встречаются месторождения, являющиеся переходными образованиями между смолково-флюоритовой, пятиэлементной и смолково-карбонатной формациями.

Рудные тела, представляющие собой жилы в качестве главных минералов, содержат флюорит, халцедон, урановую смолку и пирит. В небольшом количестве, кроме того, присутствуют галенит, халькопирит, гематит, молибденит, барит и карбонаты. Смолка обычно развивается в виде прожилков или мелкой вкрапленности в темно-фиолетовом флюорите.

Как показали исследования, большая часть месторождений формации имеет варисский возраст. В качестве типичных примеров формации могут быть названы французские месторождения Грюри, Исс-л'Эвек, Клиссон и ряд других.

Месторождение Грюри расположено в северо-восточной части Центрального Французского массива недалеко от г. Грюри. В геологическом строении района принимают участие порфировидные граниты варисского возраста (рис. 20), прорывающие осадочные породы стефанского яруса верхнего

карбона. В меньшей степени распространены гранулиты, а также отложения перми и триаса. Граниты пересечены жилами аплитов и дайками микрогранитов и керсантитов, преимущественно северо-восточного простирания.

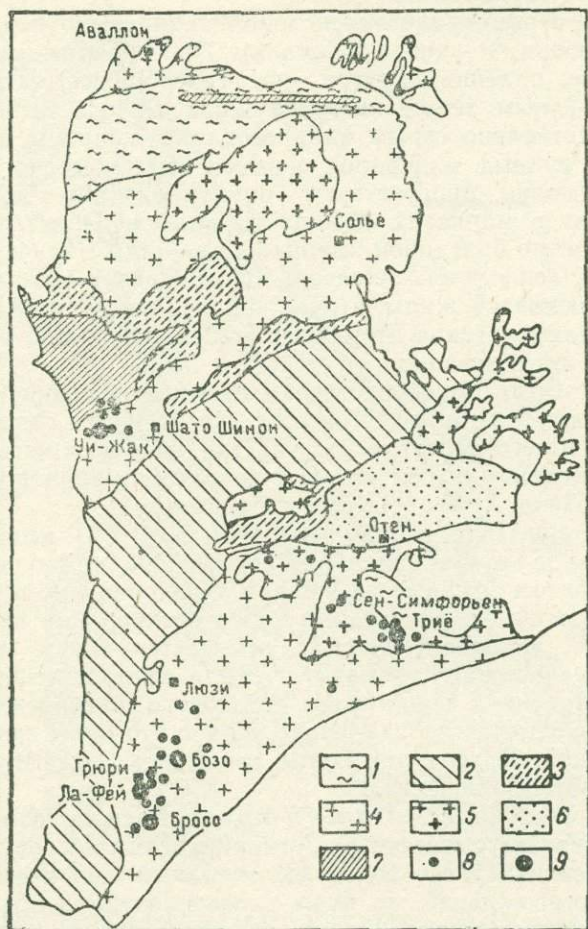


Рис. 20. Схематическая геологическая карта района Грюри (по Л. Жеффрой и Ж. Сарсиа). 1—анатектиты; 2—данатские отложения; 3—микрограниты; 4—биотитовые граниты; 5—гранулитовые граниты; 6—пермокарбонные отложения; 7—риолиты, риолитовые туфы; 8—главные рудопоявления; 9—месторождения урана

По контакту интрузивного массива с пермо-триасовыми отложениями прослеживается крупный разлом северо-восточ-

ного простирания, который и считают рудоконтролирующим.

Месторождение представлено серией рудных жил, образующих полосу меридионального направления протяженностью в 5,5 км. Главнейшими рудными участками являются: Лафэ, Бозо, Верне, Голин, Бросс.

Участок Лафэ представлен зоной кварцевых жил, содержащих флюорит и урановую смолку. Простирание жил северо-западное, падение крутое на северо-восток. Наиболее крупным рудным телом является жила Лафэ. Выполнение жилы представлено серым или розоватым кварцем и флюоритом. Из рудных минералов, помимо неравномерно распределенной смолки, присутствуют пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и марказит. Мощность жилы колеблется от 0,5 до 1 м. Помимо описанной жилы на участке Ладэ известны еще жила Элен и жила Ателье-дю-Фон. Первая расположена восточнее основной жилы, вторая — западнее. В зоне окисления встречаются такие вторичные минералы урана, как отенит, торбернит и казолит.

Участок Бозо, непосредственно связанный с зоной Лафэ, расположен в 2 км юго-восточнее г. Исс-л'Эвек в связи с чем часто и носит его название. На участке выделяют четыре жилы, почти целиком выполненные флюоритом и урановой смолкой: Борн-Пило, Альфонс, Комб и Вершер.

Жила Борн-Пило, по данным М. Рубо (1958), имеет мощность 20 см и крутое падение. Сложена она темно-фиолетовым флюоритом с примесью кварца. Урановая смолка образует мелкую вкрапленность. Из прочих минералов присутствуют пирит, марказит, галенит, отмечается также кальцит, доломит, мельниковит, гематит. Жила характеризуется зональным строением и наличием столбового обогащения. Жила Альфонс залегает параллельно только что описанной и является слепой. Другие две жилы занимают по отношению к этим секущее положение.

Месторождение группы Клиссон. Расположены они в Вандее и связаны с известным Армориканским массивом. Масштаб оруденения здесь более значительный, чем у вышеописанных месторождений, но руды характеризуются более низким содержанием урана. Группа включает четыре месторождения, расположенных в полосе близширотного простирания, протягивающейся на 4 км и приуроченной к ослабленной зоне.

Территория сложена (рис. 21) гранитным массивом Мортань, прорывающим породы докембрия, а также кембрийские отложения и более ранние диориты и габбро. Массив также вытянут в близширотном направлении.

Месторождения располагаются в северо-западной части массива, вблизи его контакта с вмещающими породами. Наиболее крупным из них является месторождение Экаррьер.

представленное семью жилами. Жилы приурочены к зонам разломов и дробления западно-северо-западного простирания. Общая ширина рудоносной полосы 200 м, длина около 600 м. Мощность жил изменяется от нескольких сантиметров до 2 м.

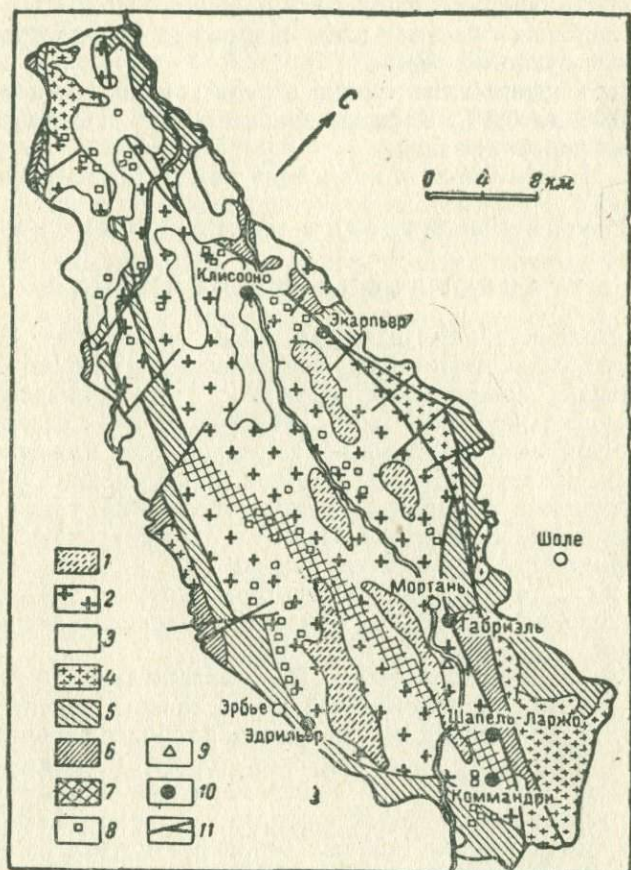


Рис. 21. Схематическая геологическая карта района Вандей (по Ж. Сарсиа). 1 — отложения миоцена и плиоцена; 2 — гранулитовые граниты; 3 — гранулитовые граниты биотитовые; 4 — мелкозернистые граниты биотитовые; 5 — сланцы бриовьерьенские; 6 — амфиболиты; 7 — зоны дробления; 8 — рудопроявления урана; 9 — рудопроявления олова и вольфрама; 10 — месторождения и центры эксплуатации; 11 — разломы

Главными жилами являются Сенекаль и Руссо. Жилы характеризуются ленточным строением. Выполнение жил представлено халцедоном, черным флюоритом, урановой смолкой, пи-

ритом. Халцедон обычно развит в призальбандовых частях жил, флюорит и смолка — в центральных. Часто урановая смолка бывает приурочена к границе халцедоновой и флюоритовой зон, тесно ассоциируя с пиритом. Проявляется она в форме прожилков мощностью не более 1 мм и тонкой вкрапленности с размерами выделений порядка 0,02 мм в поперечнике. В верхних частях жил широким распространением пользуется урановая чернь.

Среднее содержание урана в рудах колеблется в пределах от 0,05 до 0,2%. Запасы значительные. На базе месторождения работает завод.

Метасоматические месторождения

УРАНО-СУЛЬФИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

В настоящее время известно уже достаточно большое количество метасоматических существенно сульфидных месторождений, содержащих урановую минерализацию. По условиям формирования эти месторождения представляют собой среднетемпературные образования, хотя имеются представители, являющиеся переходными между высоко- и среднетемпературными. В промышленном отношении такие месторождения заслуживают внимания как комплексные, хотя известны примеры разработки их только на уран (участок Лорадо в гр. Алко, Канада и некоторые другие). Ниже приводится описание нескольких типичных представителей этой формации.

Район Мунта-Валлару, Ю. Австралия. Это старый медный район, расположенный на восточном берегу залива Спенсер. В геологическом отношении наиболее древним образованием является докембрийская толща, последовательно перекрытая кембрийскими конгломератами и известняками и третичными карбонатными породами. Докембрийские сланцы и филлиты секутся дайками основного и кислого состава, а также более поздним докембрийским гранитом и связанными с ним пегматитами. Размещение оруденения контролируется зонами смятия. Рудные тела, представляющие собой метасоматические залежи, ориентированы в юго-восточном направлении и характеризуются крутым падением. Некоторые из них протягиваются по простиранию до тысячи и более метров. С поверхности и до глубины 45 м они окислены, ниже развита зона вторичного сульфидного обогащения.

В минералогическом отношении руды состоят из халькопирита, бронита и пирротина. В качестве примеси присутствуют галинит, сфалерит, ферберит и шеелит. Жильные мине-

ралы представлены кварцем, карбонатом, апатитом, флюоритом, турмалином, амфиболом, пироксеном и скаполитом.

Уран представлен в форме углеводородного комплекса, который был обнаружен еще в 1906 г. Маусоном. В сороковых годах было установлено (Хейнрих, 1962), что он в ассоциации с дымчатым кварцем развивается преимущественно в залежах, секущих главные борнитовые тела. Содержание в штуфах колеблется от 0,9 до 5,0% U_3O_8 . Согласно Двайвидсону и Боуи, радиоактивные компоненты (вероятно, настуран) образуют в углеводороде отдельные включения размером менее 1 μ в поперечнике. С ними тесно ассоциируют более крупные включения ковеллина и халькопирита, а также включения других сульфидов, особенно борнита. Указывается, что некоторая часть борнита замещает углеводород.

К этой же формации, возможно, следует отнести урановое оруденение района Кюнео-Луризия, Италия, находящееся примерно в 100 км западнее Генуи и приуроченное к трем зонам сильно смятых хлорит-серицитовых сланцев пермского возраста. Минерализация представлена небольшими кварцпиритовыми линзами и неправильными жилообразными формами, залегающими в сланцах близ их контакта с кварцитами, переходящими постепенно в нижнетриасовые породы.

Помимо пирита и кварца линзы содержат халькопирит, гематит, кальцит, углеродистый материал, настуран, торбернит, отенит, уранофан и некоторые другие минералы. Вмещающие породы каолинизированы, пиритизированы и гематитизированы. По мнению Ф. Ипполито (Хейнрих, 1962), оруденение имеет метаморфогенный генезис и представляет собой результат перераспределения первично-осадочного рудного вещества. Высказанная точка зрения весьма сомнительна. По составу рудной минерализации, характеру изменений боковых пород и другим геологическим данным месторождение больше подходит к нормальным метасоматическим образованиям.

Наконец, сюда же должно быть отнесено вышеупомянутое месторождение Лорадо в Канаде. Урановое оруденение здесь представлено урановой смолкой и комплексом вторичных минералов и приурочено к большой сульфидной залежи, содержащей до 40% пирита.

По-видимому, месторождения данной формации пользуются значительным распространением, но на сегодняшний день еще недостаточно выявлены.

Близповерхностные месторождения

В последние годы месторождения близповерхностных фаций, в том числе и урановые, приобретают все большее значение. Совершенно прав В. Н. Котляр (1906, 1965, 1968), который

считает, что данным образованиям должно быть отведено соответствующее место в современных классификациях рудных месторождений. Почти все известные урановые месторождения рассматриваемой фации принадлежат к подгруппе средне- и низкотемпературных и лишь только единичные представители, по-видимому, занимают промежуточное положение между данной подгруппой и высокотемпературными образованиями (месторождение Рекспар в Британской Колумбии). Штокверки и жилы являются ведущими формами рудных тел близповерхностных месторождений, так как процессы метасоматоза в этих условиях, за редким исключением, имеют сравнительно слабое развитие. Такое исключение как раз и представляет из себя вышеназванное месторождение Рекспар, рудные тела которого имеют форму залежей.

Урановые месторождения в рассматриваемых условиях бывают приурочены к вулканогенным формациям и, в частности, к жерловым фациям эффузивов и к субвулканическим интрузиям. Большинство исследователей полагает, что связь таких месторождений с жерловыми фациями имеет только пространственный характер, в то время как с субвулканическими интрузивами они имеют общий источник на глубине.

Как указывают Н. П. Лаверов и др. (1962), близповерхностные урановые месторождения обычно бывают приурочены к внутренним, так называемым интрагеоантиклинальным поднятиям, характеризующимся многоярусным строением. Для таких площадей типичным является широкое проявление магматической деятельности, начиная с более ранних батолитовых интрузий, которые обычно перекрываются комплексами эффузивно-осадочных образований, и кончая кислыми малыми интрузиями, субвулканическими образованиями и дайками.

В настоящее время большинством исследователей принимается, что упомянутые кислые экструзивы и субвулканические интрузивы с сопровождающим их урановым оруденением характерны для завершающего этапа развития подвижных зон.

Совершенно естественно, что развитие отдельных районов имеет некоторые специфические, только им характерные черты. В одних случаях отложения верхнего структурного яруса, покоящиеся на докембрийском основании, существенно имеют обломочный характер. Эффузивы основного и кислого состава появляются только в самых верхах яруса. В других районах этот структурный ярус бывает в основном сложен эффузивами. Однако во всех без исключения случаях размещение эффузивов, их жерловых фаций и субвулканических интрузий контролируется разломами, как правило, раз-

вивающимися по границам областей или участков с различным геологическим строением.

Урановая минерализация в целом также контролируется указанными разломами. Однако пространственно она тяготеет обычно к участкам наибольшего развития жерловых фаций кислых эффузивов и субвулканических интрузивов. Среди указанных вулканических образований по условиям формирования и по соотношению с урановым оруденением Н. П. Лаверов и др. выделяют две группы: 1) жерловые фации и послойные тела кислых пород, значительно более ранних, чем оруденение; 2) субвулканические интрузивы, отделенные от оруденения только периодом внедрения даек различного состава.

Что касается глубины формирования рассматриваемых магматических образований, то экструзивы обычно формируются или на самой дневной поверхности, или в непосредственной близости к ней. Вторые же обычно располагаются в пределах площадей, сложенных эффузивами, и бывают приурочены к границам разнородных толщ. По своим текстурным и структурным чертам субвулканические интрузивы резко отличаются от нормальных эффузивных образований и весьма напоминают некоторые порфиридные интрузии.

В соответствии с вышеизложенным многие исследователи, в частности, Н. П. Лаверов и др., считают целесообразным разделить урановые месторождения рассматриваемой фации по их связи с теми или иными магматическими образованиями на 2 группы: 1) месторождения, приуроченные к жерловым фациям кислых эффузивов; 2) месторождения, приуроченные к субвулканическим интрузивам. В. Н. Котляр (1960) предложил еще выделить третью группу, а именно «месторождения, связанные с эффузивно-осадочными образованиями».

Признавая в целом справедливость приведенных соображений, мы считаем пока невозможным в рамках данной работы принять указанную систематику, так как имеющийся в литературе фактический материал еще не пересмотрен под этим углом зрения. Ниже мы рассмотрим лишь две формации, достаточно четко выделяющиеся среди близповерхностных урановых месторождений. Эти формации следующие: 1) смолково-сульфидная; 2) сульфидно-касситеритовая с ураном.

СМОЛКОВО-СУЛЬФИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Данная формация пользуется значительным распространением в некоторых участках земной коры. Относящиеся сюда месторождения в большинстве случаев отличаются пространственной связью с жерловыми фациями кислых эффу-

зивных пород, проявляя достаточное разнообразие в условиях локализации, структуре рудных тел и минералогическом составе руд.

Для районов развития подобных месторождений характерным является многоярусное строение. Нижний структурный ярус или этаж состоит обычно из метаморфизованных осадочных пород, сохранившихся в виде остатков среди более молодых гранитоидов. Средний структурный этаж сложен вулканогенно-осадочными образованиями остаточных депрессий, полого залегающими на глубоко размытой поверхности гранитоидов и породах их кровли. Вулканогенно-осадочный комплекс представлен пирокластическими образованиями, слабо перемытыми осадочными породами, лавовыми покровами, послойными инъекциями и крутопадающими экструзивами, состав которых изменяется от андезитов до липаритов. Интрузивные породы представлены только субвулканическими телами, заполняющими жерла палеовулканов. Среди них выделяют более древние андезиты и дациты и более молодые кварцевые порфиры и фельзиты. Все эти образования среднего структурного этажа пересекаются серией даек кварцевых порфиров, лампрофиров, микрогранофиров, фельзитов и диабазов. Верхний структурный этаж обычно состоит из платформенных осадков, залегающих на размытой поверхности пород нижних структурных этажей. Эти образования уже не несут следов магматической деятельности и метаморфизма.

Широким распространением в рудных районах пользуются разрывные нарушения: крутопадающие — секущие и кольцевые и пологопадающие.

Секущие крутопадающие разрывы обычно контролируют положение экструзивов, даек и гидротермальных образований. Эти разрывы делят вулканогенные депрессии на отдельные блоки.

Кольцевые сбросы, как полагают, были заложены в завершающий период вулканической деятельности и представляют собой разломы кальдеры обрушения. Позже они были заполнены экструзивными телами кислых пород, к которым пространственно тяготеет гидротермальная минерализация с кварцем, баритом и сульфидами. (Лаверов и др., 1965; Завалин, 1968).

Как отмечают Н. П. Лаверов и др. (1964), весьма характерным является наличие скрытых разрывов, часто не выходящих на дневную поверхность. В вулканогенных отложениях они проявляются в виде кулисообразно расположенных трещинных зон, переходящих в гранитах основания в серию выдержанных тектонических швов зоны разлома. Если в зоне разлома в основном локализуются ранние дайки и субвулка-

нические тела фельзитов, то в мелких трещинах вулканогенных образований располагаются послевулканические дайки гранит-порфиров и лампрофиров, экструзивные тела кислых пород и урановое оруденение.

Пологопадающие разрывы в основном развиты в осадочно-вулканогенных породах вблизи некков. Они преимущественно приурочены к прослоям терригенных отложений и представлены серией сближенных тектонических швов.

Рудные тела в виде жил и прожилков пространственно тяготеют к неккам фельзитов и кварцевых порфиров, развиваясь или в пределах самих некков, или в непосредственной близости от них среди пирокластических образований. Основная масса рудных тел обычно располагается непосредственно над некком фельзитов среди туфов кислого состава (рис. 22).

В минералогическом отношении руды представлены урановой смолкой, галенитом, молибденитом, кальцитом и серицитом. В подчиненных количествах встречаются кварц, флюорит, хлорит, пирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда и гетит.

Интенсивно развиты изменения боковых пород, наиболее энергично проявленные в пределах некков фельзитов. В распределении продуктов гидротермального метаморфизма наблюдается четкая зональность. Так, в непосредственной близости от рудных тел развивается интенсивное покраснение и альбитизация. Кроме того, породы здесь нередко несут обильную вкрапленность галенита. Ширина этой зоны колеблется от нескольких сантиметров до 1 м. В периферической зоне альбитизация проявляется также достаточно широко. Среди альбитизированных пород встречаются участки интенсивной пиритовой вкрапленности, характеризующиеся заметным осветлением. Ширина этой зоны находится в прямой зависимости от степени пористости пород и достигает нередко нескольких сот метров. На нижних горизонтах, в туфогенных разностях, около рудных прожилков отчетливо проявляется зона аргиллизации.

Исследования показали (Лаверов и др., 1964), что несмотря на тесную пространственную связь ураноносных жил и тел фельзитов, ставить их в генетическую зависимость от одних и тех же процессов вулканизма едва ли будет правильно. Этот вывод основан на том, что период рудоотложения отделен от времени образования тел фельзитов внедрением сложной серии даек, которые моложе рудоконтролирующих экструзивов не менее чем на 30—40 млн. лет. По-видимому, будет справедливо считать, что установленная пространственная связь ураноносных рудных тел с жерловыми фациями эффузивов обусловлена приуроченностью тех и других к единым долгоживущим разломам глубокого заложения.

В качестве типичного примера могут фигурировать месторождения так называемой уран-молибденовой формации, широко описанной в литературе (Суражский, 1960; Лаверов и др., 1962; Власов, Воловикова и др., 1966; Каждан, 1967, Сторожено, Коновалов, 1967; Вольфсон и др., 1967; Котов, 1967;

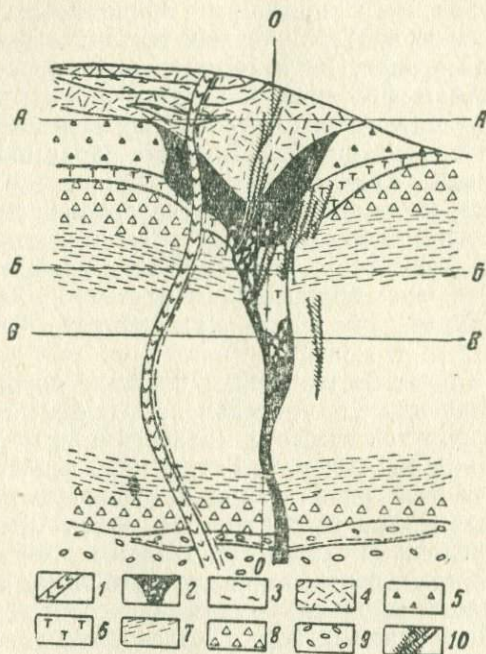


Рис. 22. Взаимотношение некка и рудных тел. Разрез (по Н. П. Лаверову и др., 1964). 1—кварцевые порфиры; 2—фельзиты и брекчии фельзитов (некк); 3—«покровные» фельзиты; 4—пепловые и псаммитовые туфы липаритов; 5—«покровные» брекчии фельзитов; 6—агломераты; 7—кварцевые порфиры и их кластолавы, сферолит—порфиры; 8—брекчии кварцевых порфиров; 9—агломераты; 10—тектонические трещины, вмещающие рудные жилы. АА, ББ ВВ,—горизонтальные сечения

Соловьев и др., 1968, Модников, Лебедев—Зиновьев, 1969 и др.). В соответствии с принятыми нами классификационными принципами данную группу месторождений правильнее именовать смолково-молибденитовыми и рассматривать как составную часть смолково-сульфидной формации.

Из региональных особенностей, отражающих закономерности размещения описываемых месторождений, А. Б. Каждан отмечает следующие: 1) приуроченность месторождений к блокам с геантиклинальным режимом тектонического развития; 2) приуроченность месторождений только к таким геантиклинальным блокам, в которых многофазно проявился гранитоидный магматизм средних и поздних стадий с обязательным развитием эффузивной и субвулканической форм; 3) расположение рудных полей в пологих прогибах, выполненных вулканогенно-пирокластическими образованиями преимущественно кислого состава; 4) при развитии оруденения в эффузивно-пирокластических образованиях верхнего структурного яруса расположение месторождений и отдельных рудных тел контролируется структурами древних вулканических аппаратов, породами жерловых фаций или зонами малых интрузий и даек.

А. Б. Каждан считает, что положение рудных полей и месторождений в пределах отдельных блоков в основном определяется особенностями предрудного геотектонического развития этих блоков. Он полагает, что в настоящее время можно более или менее четко выделить пять типов блоков.

Для блоков первого типа характерно сложное их внутреннее строение и пониженная стабильность на протяжении почти всего периода геосинклинального развития. В них отчетливо выделяются внутренние геантиклинальные зоны. В строении геосинклинального этажа принимают участие все три структурных яруса. Месторождения здесь располагаются по периферии интрагеоантиклинальных зон в породах нижнего структурного яруса, непосредственно в зонах крупных тектонических нарушений и в оперяющих их трещинах. Иногда эти разломы и трещины бывают выполнены субвулканическими телами кислых магматических пород, являющимися корневыми частями древних вулканов.

Блоки второго типа отличаются более простым внутренним строением и большей стабильностью на протяжении всего периода геосинклинального развития. Здесь также геосинклинальный этаж в большинстве случаев представлен тремя ярусами, однако мощность отложений нижнего яруса обычно незначительна и не превышает первых сотен метров. Значительно слабее, чем в блоках первого типа, проявляется интрузивный магматизм ранней стадии. Оруденение развивается по периферии пологих депрессионных структур, выполненных осадочно-вулканогенными отложениями верхнего структурного яруса. В первом случае их положение контролируется зонами контактов субвулканических интрузивов или структурами крупных вулканических аппаратов. Во втором — трещинными зонами, связанными с крупными разломами на глубине.

Блоки третьего типа характеризуются почти полным отсутствием образований нижнего структурного яруса и отсутствием проявлений магматизма на ранней стадии геосинклинального развития. Средний структурный ярус в основном сложен песчано-глинистыми и карбонатными породами. Лишь только в верхней части разреза появляются вулканогенные отложения. Верхний структурный ярус существенно представлен мощной толщей эффузивных и пирокластических пород. В разрезе вулканогенных толщ характерно преобладание экструзивных и субвулканических образований. Наблюдается тесная пространственная связь оруденения с полями развития интрузивных кварцевых порфиров и близких к ним малых интрузий. Рудоконтролирующими являются зоны контактов субвулканических интрузивов, в которых развиты системы пологих трещин отдельностей.

В блоках четвертого типа непосредственно на складчатом основании залегают вулканогенно-пирокластические и осадочно-терригенные породы верхнего структурного яруса. Полностью отсутствуют проявления интрузивного магматизма на ранней и средней стадиях развития блока.

Месторождения и отдельные рудные тела контролируются горизонтами благоприятных для рудоотложения кислых пирокластических пород. По мнению А. Б. Каждана, размещение рудных полей и отдельных месторождений определяется положением и морфологическими особенностями субвулканических интрузий кварцевых порфиров или структурами древних вулканических аппаратов, отражающих распределение долгоживущих разломов в породах складчатого основания.

Для блоков пятого типа характерно почти полное отсутствие образований нижнего и среднего ярусов геосинклинального этажа за исключением некоторых гранитоидных интрузий. Верхний структурный ярус преимущественно сложен кислыми эффузивами, пирокластами и туфогенными отложениями. Ведущими структурными элементами являются круто- и пологопадающие разрывы, а также кольцевые сбросы. Месторождения располагаются в верхних частях разрезов эффузивных и субвулканических пород, будучи приурочены к участкам пересечения разрывами горизонтов, благоприятных для рудоотложения пород. Рудовмещающими структурами являются обычно зоны мелких трещин, возникших вблизи древних экструзивов в более молодых эффузивно-пирокластических породах.

В последнее время П. Д. Яковлев (1969) предложил выделять следующие структурные типы рудных полей и месторождений данной формации: 1) приуроченные к вулканическим аолям горизонтально или полого залегающим; 2) приуроченные к куполам или вулкано-тектоническим брахисклад-

кам, кальдерам, линейным вулканическим сооружениям, связанным с глубинными разломами; 3) приуроченные к сложным комбинированным вулканическим сооружениям; 4) связанные с полями развития малых интрузий, субвулканических тел и корневых частей вулканических аппаратов.

По возрасту описываемая урановая минерализация является более молодой, чем все проявления кислого субвулканического магматизма, включая и более поздние региональные дайки. Исследования показали, что от вулканической и экстрезивной деятельности рудоотложение оторвано не менее чем на один-полтора геологических периода. Часто устанавливаемая пространственная связь оруденения с жерловыми фациями или с древними вулканическими аппаратами, вероятно, носит чисто структурный характер.

Боковые породы на месторождениях в той или иной мере березитизированы. При этом ореолы березитизации часто имеют отчетливое зональное строение. В тех случаях, когда оруденение развивается среди кислых эффузивно-пирокластических пород верхнего структурного яруса, березитизации нередко предшествуют сольфатарные изменения пород типа аргиллизации.

Специфической особенностью состава руд является тесная ассоциация урановой смолки с сульфидами молибдена, преимущественно с их скрытокристаллическими рентгено-аморфными разновидностями: микрочешуйчатым молибденитом, иордзитом и фемолитом (рис. 23 а). Кроме того, обычно в том или ином количестве присутствуют пирит (реже марказит или бравоит), галенит, сфалерит, блеклые руды и некоторые другие сульфиды. Из жильных минералов наиболее распространены кварц, серицит и карбонаты. Для урановой смолки и сульфидов молибдена характерно развитие нескольких генераций (рис. 23 б). Наиболее типичными ассоциациями урановой смолки являются: молибденит (иордзит)-настурановая, карбонатно-сульфидно-настурановая и кварц-пирит-настурановая. Первая из этих ассоциаций характеризуется широким вертикальным распространением. Вторая типична для верхних, а третья — для нижних горизонтов месторождений. Оптимальная глубина формирования молибденит-смолковой ассоциации принимается (И. В. Мельников, 1966)** в 800—1500 м.

В большинстве случаев на месторождениях устанавливают три последовательных стадии формирования: 1) кварцево-карбонатно-сульфидная; 2) молибден-настуран-сульфидная; 3) барит-флюорит-карбонатная.

К этой же формации, очевидно, следует отнести своеобразные по составу молодые месторождения района Мэрисвейл (шт. Юта, США).



Рис. 23а. Молибденит-смолковые почки (из работы А. И. Тишкина). Белое — молибденит; серое — урановая смолка; черное — дефекты полировки. Увел. 108

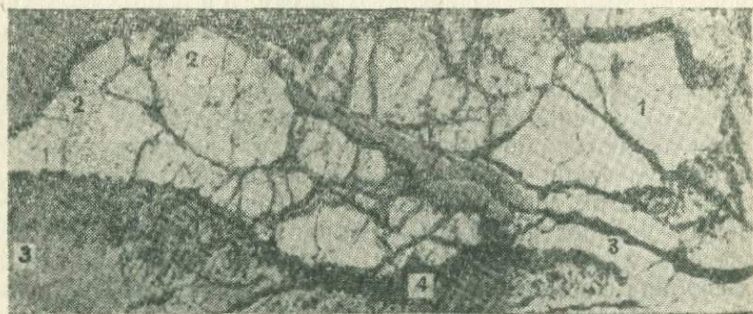


Рис. 23б. Агрегат молибденита (1) и урановой смолки первой генерации (2) рассекается микропрожилком и окружается агрегатом зерен урановой смолки второй генерации (3) с кальцитом (4). Кальцит протравлен слабой HCl. Увел. 165. Из книги Б. П. Власова, А. Б. Каждана и др., 1966

СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВАЯ С УРАНОМ ФОРМАЦИЯ

Эта формация в последние годы установлена в Бolivии. Непромышленная пока урановая минерализация в ряде мест сопутствует богатому оловянному оруденению, залегающему в виде жил среди молодых кварцевых порфиров, имеющих близповерхностный характер.

Месторождение *Ллалагуа* является типичным примером данной формации. Оловянное оруденение здесь приурочено к крупной системе жил, залегающих или внутри небольшого штока кварцевого порфира, или во вмещающих породах. Кварцевый порфир имеет верхнетретичный возраст и характеризуется чертами близповерхностных образований.

Жилы имеют северо-восточное или близмеридиональное простирание и преимущественно крутое падение. Одни из жил приурочены к широким (60—180 см) хорошо выдержанным параллельным трещинам, другие — к серии прерывистых небольших трещин. В крупных трещинах отчетливо проявляется столбовое обогащение.

Выполнение жил на 90% представлено касситеритом, пиритом и марказитом. Кроме того присутствуют: висмутин, франклит, пирротин, вольфрамит, сфалерит, станнин, арсенопирит, ксенотим, монацит и редкие минералы урана. В формировании указанного минерального комплекса выделяют пять стадий. На месторождении устанавливается отчетливая первичная зональность.

Кроме того, участки с повышенной радиоактивностью установлены в районе Квикисла, в районе г. Потоси и в районе Кохабалеба.

Класс II. ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого класса, как известно, возникают в результате процессов, протекающих в самой поверхностной зоне земной коры. Их формирование бывает обусловлено влиянием целого ряда факторов, таких, как солнечная энергия, атмосферные воды с содержащимися в них кислородом и углекислотой, а также действием всей суммы органических агентов.

Уран, входящий в состав многих типов горных пород и первичных рудных концентраций, под действием указанных факторов будет сравнительно легко освобождаться, переходить в раствор и мигрировать на то или иное расстояние. Скорость и интенсивность процесса разложения первичных урансодержащих соединений и горных пород, с одной стороны, зависит от их состава, а с другой — от тех климатических условий, в которых этот процесс протекает.

Как уже указывалось, наиболее устойчивыми к выветриванию являются сложные окислы урана (браннерит, давидит), тантало и титано-тантало-ниобаты, силикаты и фосфаты редких земель и тория, силикаты циркония и некоторые другие соединения. Высокая устойчивость многих из этих минералов к процессам химического выветривания является причиной того, что в рассматриваемых условиях они подвергаются лишь физическому разрушению, образуя при этом рассыпные месторождения.

Простые окислы урана — уранинит, урановая смолка, урановая чернь являются неустойчивыми к процессам физического и химического выветривания. Они легко растворяются и практически не накапливаются в россыпях.

Что касается минералов шестивалентного урана, то эти соединения представляют собой типичные супергенные образования. Условия их формирования в зависимости от конкретной обстановки более подробно были рассмотрены в соответствующем разделе главы «Геохимия урана».

Наблюдения показали, что наиболее благоприятными условиями для выветривания урансодержащих пород и минералов следует считать условия жаркого и влажного кли-

мата. Слабее эти процессы протекают в умеренном климате и еще хуже — в холодном. В полярных и высокогорных условиях развиваются преимущественно процессы физического разрушения, следствием которых могут явиться россыпи уранинита или даже урановой смолки.

Необходимо также иметь в виду, что по-видимому, коренные месторождения не играют ведущей роли в качестве источника урана для формирования экзогенных месторождений. Основная масса металла, участвующего в экзогенном рудообразовании, происходит, вероятно, за счет разрушения магматических горных пород, многие из которых характеризуются аномально-высоким его содержанием.

На дальность переноса урана большое влияние оказывают рН растворов, ионный состав вод, а также количество и состав растворенных в них газов. Определенное сочетание этих условий в одних случаях может обеспечить длительную миграцию урана, в других же — приведет к немедленному его осаждению.

Весьма большое влияние на формирование экзогенных месторождений, как показал Н. М. Страхов (1962), оказывают органические вещества. Присутствие гуминовых кислот в растворе, по мнению этого исследователя, способствует как растворению и переносу урана, так и его осаждению. Кроме того, присутствию органических соединений в составе осадков обязано возникновение восстановительных условий в период их диагенеза, что обеспечивает осаждение урановых соединений. Проведенные в последние годы исследования показали, что в ходе осадконакопления нередко ведущая роль в осаждении урана принадлежит адсорбционным процессам.

Все экзогенные месторождения урана по характеру процессов их формирования и целому ряду вытекающих отсюда особенностей строения, состава и т. д. могут быть разделены на две большие группы: месторождения выветривания и осадочные месторождения.

ГРУППА I. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

К образованиям данной группы должны быть отнесены такие месторождения, формирование которых теснейшим образом связано с процессами выветривания. Среди них совершенно отчетливо могут быть выделены две самостоятельные подгруппы. В одну из них должны быть включены концентрации, образующиеся в верхних частях уже существующих урановых месторождений любого генетического типа — месторождения зоны окисления. К другой подгруппе относятся инфильтрационные месторождения, генетически связанные с деятельностью обогащенных ураном грунтовых вод.

К этой же группе должны быть отнесены довольно часто встречающиеся проявления радиоактивной минерализации в рыхлых остаточных отложениях и латеритах.

ПОДГРУППА 1. ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общие закономерности развития вторичных зон в урановых месторождениях были рассмотрены в главе «Геохимия». Здесь же мы только отметим, что наиболее благоприятные условия для формирования зоны окисления будут возникать при прочих равных условиях в месторождениях, богатых сульфидами. Здесь возникший сульфат уранила будет мигрировать вниз совместно с сульфатом железа. При нейтрализации этих кислых растворов произойдет образование коллоидальных гидроокислов железа, которые, по мнению Ловеринга (Lovering, 1955), Хейнриха и др., будут сорбировать уран из раствора. Ловеринг полагает, что по мере старения геля и превращения его в гетит уран будет вытесняться в форме мельчайших зерен минералов уранила. Эксперименты показали (Barton, 1956), что карбонаты, гидроокислы и ионы уранила адсорбируются на синтетическом коллоидальном лимоните и синтетическом гидроцинкит. При кристаллизации же сорбента уран или обособляется в форме самостоятельных минералов или переходит в раствор.

Однако следует иметь в виду, что не каждые встреченные бурые железняки, обладающие повышенной радиоактивностью, указывают на наличие под ними первичной урановой минерализации, так как уран мог быть сорбирован лимонитом из уранилсодержащих растворов, прошедших значительное расстояние от источника. В качестве критерия для отличия одного типа радиоактивных бурых железняков от другого Хенрих рекомендует, например, использовать содержание в них тория. По его мнению, бурые железняки, богатые торием, указывают на близко расположенный коренной источник.

Зоны окисления многих урановых месторождений имеют или имели определенный практический интерес. Таковы, например, зоны окисления месторождений Мэрисвейл и Спокан в США, Ганнар в Канаде, Ургейрика в Португалии, жил близ Лашо во Франции, Шинколобве в Конго и ряда других.

В подавляющем же большинстве случаев зоны окисления имеют чисто поисковое значение или рассматриваются как источник материала для предварительной оценки минерализации.

В настоящее время известно, что многие крупные урановые месторождения открыты по выходам весьма специфических,

ярко окрашенных вторичных продуктов. С другой стороны, имеются факты, когда такие образования не привлекали внимания исследователей, будучи приняты за породы совершенно иного происхождения. К этому следует добавить, что рудные выходы урановых месторождений далеко не всегда бывают представлены бросающимися в глаза яркими образованиями. Нередко, благодаря процессам интенсивного выщелачивания, рудный выход бывает полностью лишен характерных урановых минералов. Причем нередко в таких случаях даже регистрирующие гамма-активность приборы не могут оказать существенной помощи, так как превышение над общим фоном может быть очень незначительным. В подобной ситуации в качестве очень важного поискового признака могут выступать вмещающие оруденение породы, которые несут на себе следы изменений, связанные с воздействием как первичных растворов, так и продуктов окисления первичных руд. Все это необходимо знать геологу, ведущему поисковые работы, и учитывать в своей практической деятельности.

В. Н. Котляр в общих чертах сформулировал задачи, стоящие перед лицами, занимающимися оценкой выходов урановых месторождений. Он показал, что при изучении выходов необходимо обращать внимание на следующее: 1) на самое тщательное изучение минералогического состава; 2) на пространственное распределение вторичных минералов; 3) на текстурные особенности вторичных продуктов с точки зрения возможного выявления реликтовых текстур; 4) на характер изменения вмещающих пород, особенно обусловленный деятельностью вторичных процессов; 5) на возможность сдвига радиоактивного равновесия в сторону урана, следствием чего является уменьшение гамма-активности.

ПОДГРУППА 2. ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Образование инфильтрационных месторождений связывается с процессами химического выветривания, протекающими в пористых или сильно трещиноватых породах. В формировании этих месторождений исключительно большая роль принадлежит деятельности грунтовых вод. Основным источником урана следует считать породы различного состава с почти кларковым содержанием этого элемента и в гораздо меньшей степени разрушающиеся урановые месторождения.

Многие исследователи предполагают, что уран подземными водами переносится в форме уранил-щелочно-карбонатных или уранил-щелочноземельно-карбонатных комплексов. Э. Хейнрих в связи с этим отмечает, что более щелочные воды

обычно характеризуются наиболее повышенным содержанием урана.

Эта генетическая группа является весьма распространенной и имеет большое промышленное значение. Очень многие исследователи, по-видимому, совершенно справедливо включают сюда месторождения урана, связанные с ураноносными углями. Большая группа геологов, в основном зарубежных, к инфильтрационным месторождениям относит известные концентрации урана в песчаниках плато Колорадо и другие подобные образования.

Следует иметь в виду, что процессы инфильтрации очень часто накладываются на сингенетично-осадочные концентрации, изменяя их до неузнаваемости.

С проявлением непромышленной инфильтрационной урановой минерализации очень часто сталкиваются геологи, работающие в районах развития гранитоидных массивов с несколько повышенным, против кларкового, содержанием урана. Указанная минерализация развивается здесь в виде мелких зон и отдельных жилков с вторичными минералами урана. Достаточно известны подобные образования, встречающиеся среди эффузивных и пирокластических пород. Так, например, Э. Хейнрих приводит описание карнотитовой минерализации в туфогенных песчаниках Южной Дакоты.

Наконец, к данной же подгруппе некоторые исследователи считают возможным относить урановое оруденение в древних конгломератах (Катаяма, 1959), о чем будет более подробно сказано ниже.

В. Н. Котляр предложил выделить среди инфильтрационных месторождений три типа: трещинный, сорбционный и карстовый.

Таким образом, накопление урана инфильтрационным путем может происходить в самых различных породах, причем в одних случаях этот процесс приводит к созданию промышленных концентраций, в других же — лишь к повышению содержания урана в породах. По условиям образования все инфильтрационные месторождения могут быть разделены на следующие типы: 1) месторождения в магматических и метаморфических образованиях; 2) месторождения в осадочных породах; 3) месторождения в каменных углях, лигнитах и сопутствующих породах; 4) месторождения в породах, обогащенных асфальтовым веществом.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ

К этому типу относятся концентрации инфильтрационного характера, приуроченные к трещинным зонам среди гранитов, гранитогнейсов, кристаллических сланцев и других мета-

морфических пород. Реже они встречаются среди эффузивных образований. В одних случаях вторичная минерализация представляет собой результат поверхностных изменений первичных урановых месторождений, в других же — она возникает за счет урана вмещающих пород, освободившегося при процессах выветривания. Концентрации подобного характера пользуются широким распространением и известны во многих странах. В частности, например, в Калифорнии (США) имеются несколько месторождений, в которых вторичные минералы урана концентрируются в зонах скалывания интрузивных пород. Первичные урановые минералы не были обнаружены. Однако ассоциация минералов уранила с окисленными минералами меди среди кварц-флюоритовой жильной массы указывает на то, что первичная урановая минерализация имела гидротермальное происхождение и что вторичные урановые минералы отложились недалеко от первичных руд. Подобная минерализация установлена в трещинных зонах среди биотитового гранита на месторождении Кергон, а также по соседству на руднике Миракл (округ Керн, штат Колорадо, США). Вкрапленность торбернита и отенита известна в мусковитовом граните близ Тараскилана, в 9 км к югу от Касерес, Испания (Хейнрих, 1962) и во многих других местах. Подавляющее большинство этих рудопроявлений не имеет самостоятельного промышленного значения. Наиболее интересным из них, пожалуй, является месторождение Маунт-Пентер, характеристику которого мы и приводим ниже.

Месторождение Маунт-Пентер находится в южной Австралии в северной части хребта Флиндера, севернее города Аделаиды. Территория сложена породами позднего докембрия, входящими в состав формации Аделаида. В центральной части района развиты преимущественно изверженные породы. Указанный древний комплекс прорван верхнекембрийскими гранитами. В районе имеется значительное количество зон разломов, поражающих как граниты, так и другие породы. Выделяются 2 основных направления в ориентировке указанных зон: широтное и меридиональное.

В этих зонах локализована гидротермальная минерализация, представленная кварцем, десмином, флюоритом, фергусонитом, монацитом, баритом, урансодержащим ильменитом и гематитом. Однако промышленных концентраций не встречено. Кроме того, также в зонах дробления в ассоциации с друзовидным кварцем, развивающимся на кристаллах гипса, обнаруживаются мартит, псиломелан, гетит, коллофан, лимонит, торбернит, отенит, метаторбернит, уранофан и гуммит. Урановые минералы обычно развиваются на кварце или образуют цемент в брекчированных породах.

В районе имеется еще ряд месторождений с проявлением уранового оруденения, отличающихся степенью окисления первичного материала.

Рассмотренная минерализация частично представляет собой нормальные образования зоны окисления, однако, поскольку большая часть вторичного рудного материала значительно перемещена, ее правильнее считать в целом инфильтрационной.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

К данному типу относятся широко распространенные месторождения и рудопроявления в песчаниках, конгломератах, известняках и некоторых других осадочных породах. Секущие тектонические структуры здесь уже не играют ведущей роли в локализации оруденения. Рудные тела в месторождениях этого типа имеют обычно пластообразный и линзообразный характер и бывают приурочены к горизонтам наиболее водопроницаемых пород. В карбонатных породах они часто бывают приурочены к карстовым образованиям.

В качестве типичного примера месторождений данного типа мы склонны рассматривать урано-ванадиевую минерализацию плато Колорадо в США. Независимо от исхода дискуссии о генезисе первичной минерализации этой обширной территории существенно карботитовые руды зоны выветривания не могут рассматриваться как нормальные образования зоны окисления. Этому прежде всего препятствует явно перемещенный характер вторичных продуктов, концентрирующихся в виде так называемых роллов, развивающихся среди пластов наиболее водопроницаемых пород и тяготеющих к отрицательным формам погребенного рельефа. Подробное описание урановой минерализации плато Колорадо будет дано ниже при характеристике осадочных месторождений. Во многих районах мира известны месторождения, весьма близко напоминающие указанные выше образования, концентрация рудного материала в которых связана с пластовыми зонами окисления. Уран здесь заимствовался подземными водами в одних случаях из магматических пород как интрузивного, так и эффузивного ряда, в других — из осадочных, где он образовывал убогие сингенетичные концентрации. Гораздо реже источником урана служили разрушающиеся гидротермальные месторождения. В процессе осаждения урана значительную роль играет углеродистый материал.

В рудных телах месторождений описываемого генетического типа нередко устанавливается достаточно четкая геохимическая зональность (Шиловский, Сидельникова 1966; Shawe

1966 и др.), выражающаяся в том, что обогащенная селеном зона, разивающаяся по периферии рудных тел, по направлению к центру сначала сменяется существенно ванадиевой зоной, а затем урановой.

Для месторождений, формирование которых связано с подземными водами артезианского характера, исследователи (Пак, 1966, и др.) большое значение придают структурно-тектоническим условиям, складывающимся в краевых частях артезианских бассейнов, непосредственно примыкающих к областям питания. Считается, что они, в конечном счете, контролируют ход всего процесса инфильтрационного рудообразования. Наиболее благоприятные условия создаются на крыльях таких артезианских бассейнов, которые в течение длительного геологического времени по тектоническому контакту испытывают слабые дифференцированное воздымание, правда, значительно отстающее от поднятия области питания.

В качестве примера инфильтрационных месторождений, залегающих среди песчано-сланцевых толщ, можно назвать ряд месторождений Аргентины, в частности, месторождение Соберанья.

Месторождение Соберанья расположено в предгорьях Анд в провинции Мендоза. Урановое оруденение приурочено к триасовым отложениям, представленным глинистыми и битуминозными сланцами, конгломератами и бентонитом. Оруденение прослеживается до глубины 25 метров от поверхности, где оно прекращается. Главным урановым минералом является шрёкингерит. Содержание U_3O_8 по отдельным пробам колеблется от 0,02% до 1,84%. Считают, что уран здесь сорбирован глинистым материалом.

К этому же типу многие исследователи (Катаяма, 1959, и др.) относят известное японское месторождение Нингё-Тогэ. Урановая минерализация здесь связана с неогеновыми конгломератами, залегающими на гранитах. Галька конгломератов плохо окатана и слабо отсортирована. Цемент представлен аркозовым материалом. На отдельных участках конгломераты перекрыты слоем озерных песчаников и аргиллитов.

Урановая минерализация ниже зоны окисления представлена черным фосфатом урана в тесной ассоциации с пиритом и органическим веществом. Среднее содержание урана около 0,05%, местами оно достигает 0,1% и даже целых процентов. Наиболее обогащенные ураном участки конгломератов тяготеют к депрессиям в гранитном фундаменте. Урановые минералы приурочены к аркозовому цементу конгломератов. По мнению Катаяма, описываемые конгломераты представляют собой пролювиальные отложения. Уран же, выщелачиваясь из окружающих гранитов, первоначально накапливался в качестве сингенетичного продукта в озерных отложениях.

Осадконакопление происходило в условиях полузасушливого климата. Сорбентом урана были глинистые минералы. Концентрация урана в депрессиях подстилающих пород связывается с процессами его переотложения подземными водами.

Другой японский геолог — Сугинохара (1967, 1968) вмещающие оруденение песчаники и конгломераты считает не пролювиальными образованиями, а нормальными речными и озерными осадками, приуроченными к палеопотоку. Он полагает, что направление палеопотока предопределено зонами дробления в гранитном фундаменте. Более того, на некоторых участках месторождения, как, например, в районе Накацуго-Ошбара проявляется гидротермальная урановая минерализация, связанная с упомянутыми зонами дробления в гранитах. Выпадение материала происходило при смешении гидротермальных растворов с грунтовыми водами.

Наконец, сюда же должны быть отнесены недавно открытые в Нигере (Moyal, 1968, и др.) месторождения в песчаниках толщи Талак. Месторождения имеют форму роллов, пластов и линз и приурочены к руслам древних потоков. Запасы наиболее крупного района Арлит исчисляются многими миллионами тонн, при среднем содержании урана 0,22—0,23%. Запасы металла достигают 20 тыс. т.

Что касается инфильтрационных месторождений, связанных с карбонатными породами, то к ним могут быть отнесены карбонатно-баритовые скопления с ванадатами урана, приуроченные к карстовым пустотам в известняках. Формирование подобных концентраций теснейшим образом связано с выщелачиванием поверхностными водами урана и ванадия из окружающих пород и с последующим их отложением в карстовых пустотах под восстанавливающим воздействием карбонатных пород.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАМЕННЫХ УГЛЯХ, ЛИГНИТАХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ПОРОДАХ

Ураноносные каменные угли, лигниты и некоторые сопровождающие их сланцы и песчаники сейчас представляют собой достаточно распространенный самостоятельный тип месторождений, могущий при благоприятных условиях иметь определенное экономическое значение.

Проведенное к настоящему времени изучение многочисленных рудопроявлений и месторождений урана в угленосных формациях показывает, что хотя их формирование и может протекать в процессе седиментации и диагенеза осадков, однако, главная роль здесь принадлежит эпигенетическим процессам. Последние могут быть связаны или с деятельностью инфильтрационных вод в период формирования коры выветривания или с развитием зон пластового окисления. Все это

дало основание А. А. Ковалеву (1970) говорить о полигенности уранового оруденения в угленосных отложениях.

Присутствие урана известно во многих угленосных отложениях как в древних, так и в молодых. Однако наибольший интерес представляют молодые мезо-кайнозойские угли. Исследования показали, что высокосортные и малозольные угли отличаются очень низким содержанием урана, редко превышающим тысячные доли процента, а в некоторых антрацитах вообще нет. В загрязненных же и низкосортных разностях нередко устанавливается повышенное, а местами даже высокое содержание урана. Так, например, полубитуминозные эоценовые угли района Суитутотер, штат Вайоминг, в среднем содержат урана 0,003%. Меловые угли района Сендовел, штат Нью-Мексико, иногда характеризуются содержанием урана порядка 0,1. Еще более высокое содержание интересующего нас элемента было установлено в угленосных отложениях штата Южная Дакота. Здесь в северо-западной части территории среди палеоценовой формации Форт-Юнион еще в 1954 году были обнаружены маломощные (до 45 см) пачки лигнитов с содержанием урана 0,3—5%.

В настоящее время уже выявились определенные закономерности в распределении урана в углях, важнейшими из которых являются следующие:

1. Не все угленосные пласты угленосных толщ или пачек содержат уран. Ураноносными обычно являются только некоторые из них, причем чаще всего это бывают самые верхние пласты, залегающие непосредственно под перекрывающими их породами. Наиболее благоприятные условия, по-видимому, возникают в тех случаях, когда перекрывающие породы представлены вулканогенными образованиями.

2. Повышенная проницаемость перекрывающих пород и пониженная — подстилающих благоприятно сказывается на концентрации урана в пределах угольного пласта.

3. Оруденение тяготеет преимущественно к маломощным угольным пластам или к приконтактовым частям более крупных пластов.

4. В случае значительной дислоцированности угленосных отложений концентрация урана наблюдается в местах перегибов пластов или в участках их крутого падения (рис. 24).

5. В пределах самих пластов оруденение, как правило, распределяется неравномерно как по простиранию, так и по падению, что часто позволяет в них выделить урансодержащие полосы или линзы. Какой-либо связи концентрации урана с петрографическим составом углей не устанавливается.

Вопрос о формах нахождения урана в углях достаточно подробно рассмотрен в главе «Геохимия» и, как там показа-

но, еще далек от своего разрешения. Здесь мы только отметим, что присутствие собственно урановых минералов устанавливается обычными методами минералогического анализа

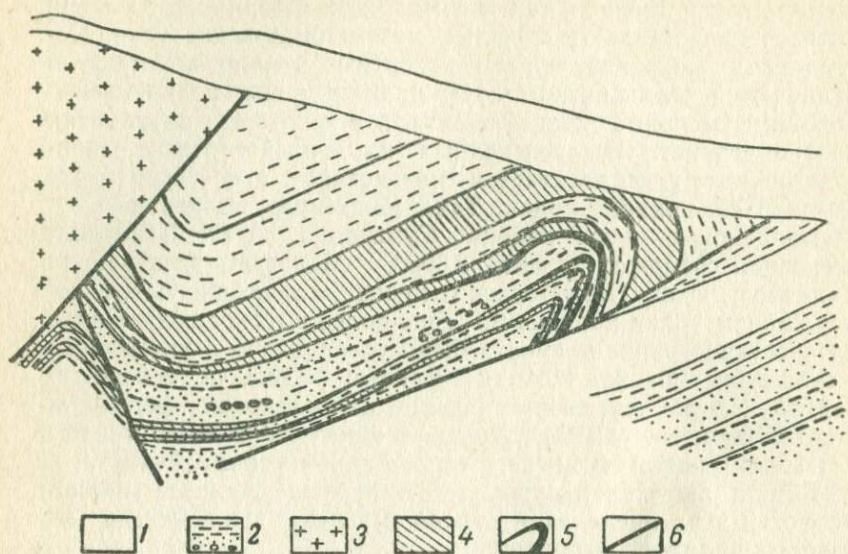


Рис. 24. Ураноносность, связанная с участками перегиба угольных пластов (по З. А. Некрасовой). 1 — четвертичные отложения; 2 — юрские песчано-глинистые отложения; 3 — граниты; 4 — пласты угля; 5 — рудные залежи; 6 — тектонические нарушения

при содержании урана более 0,1%. В этом случае по плоскостям слоистости и по трещинам отдельности в углях часто присутствуют многие минералы уранила (карнотит, отенит, метаотенит, шрёкингерит, тюямунит, торбернит), коффинит, а также урановая смолка, урановая чернь и некоторые другие. Однако на долю этих минералов приходится не весь присутствующий здесь уран. В углях же с более низкой радиоактивностью минеральной его формы обычными методами минералогического анализа не устанавливается. Большинство исследователей предполагает, что уран здесь связан с органическим веществом. Например, изучение лигнита из рудника Менденхалл, Южная Дакота (Vreger и др. 1955) показало, что в нем только 1% урана удерживается ионообменным путем. Главная масса урана этого лигнита (98,6%) была выщелочена горячей 6N соляной кислотой. Согласно исследованиям З. А. Некрасовой (1959), на долю минералогически диагностируемых окислов приходится не более 50% общего содержания урана в угле. Остальная же его часть представ-

лена тонкодисперсной формой. Причем предпринятое рентгено-структурное изучение тончайшего материала угля часто обнаруживало в нем присутствие структуры смолки. Исследования установили также определенную зависимость содержания урана от зольности угля. Местами уран в угле сопровождается молибденом, количество которого достигает 0,1%, причем минеральной формы обычно не обнаруживается. Весьма типичным в подобных месторождениях является присутствие таких элементов, как ванадий, германий, железо, свинец и редкие земли. В золе углей из западных штатов, по данным Дьюла и Эннелла (Deul, Annel, 1956), было определено двадцать элементов-примесей. Обычно какой-либо корреляции между ураном и элементами-примесями не наблюдается. Исключение представляет уголь Дакоты, в котором имеется определенная зависимость между содержанием урана и молибдена.

Описываемая урановая минерализация не всегда бывает связана только с углями. Нередко она развивается и во вмещающих породах — углистых сланцах, песчано-глинистых породах и песчаниках как перекрывающих, так и подстилающих. Нередко концентрация урана бывает приурочена к участкам выклинования угольных пластов, а также к горизонтам вмещающих пород, обогащенных пиритом.

В отношении происхождения повышенных концентраций урана в углях в настоящее время существует три основных гипотезы:

1. Уран концентрировался растениями, впоследствии послужившими материалом для образования угля. Основой этого взгляда явились исследования ряда ученых, в частности Гофмана, установивших, что торфяной растительный материал содержит уран в количествах, сходных с его содержанием в живых растениях.

2. Осаждение урана и растительного материала происходило одновременно независимо друг от друга. Тесная же ассоциация их наступала в процессе диагенеза.

3. Уран привнесен подземными водами уже после углефикации растительного материала.

Третья гипотеза в настоящее время является наиболее широко распространенной и полнее отвечающей имеющемуся фактическому материалу. Э. У. Хейнрих, в частности, приводит следующие факты, по его мнению, подтверждающие правильность данной гипотезы:

1) наблюдающееся неравномерное распределение урана, концентрирующегося в самых верхних частях пластов или в самых верхних частях стратиграфического разреза, а также снижение содержания урана по падению пласта;

2) повышение радиоактивности угольных пластов, контак-

тирующих с более проницаемыми породами и особенно с грубозернистыми, плохо сцементированными песчаниками;

3) локализация месторождений в зависимости от структурных элементов, которые могут подпруживать подземные воды или пропускать их в избытке к угольным пластам;

4) присутствие на многих площадях эффузивных пород и особенно кислых пирокластических образований с аномальной радиоактивностью, содержащих уран и другие элементы в легко выщелачиваемой форме. Эти эффузивы, как правило, перекрывают угленосные пласты или переслаиваются с ними.

Способность углеродистого и древесного материала поглощать уран была доказана еще в 1943 г. У. М. Толмачевым. Впоследствии это неоднократно было подтверждено исследованиями советских и зарубежных ученых. Например, Салаи (Szalay, 1954) экспериментально показал, что разложившиеся растительные остатки, торф, лигнит и бурый уголь обладают очень высокой сорбционной активностью и емкостью по отношению к урану из карбонатных растворов, содержащих этот элемент в виде комплексного натрий-уранилового иона. Упомянутый исследователь высказал предположение о том, что осаждение урана преимущественно осуществляется под воздействием коллоидальных частиц гуминовой кислоты. С. М. Манская и др. (1956) также отмечали значительную роль гуминовых кислот в связывании урана. Об этом же писали Д. Вайн, В. Свенсон и К. Белл (1959). Они утверждали, что гумматы уранила осаждаются с пониженным рН и увеличением концентрации двухвалентных катионов.

Проведенные Е. В. Рожковой, Е. Г. Разумной и др. исследования заставили их прийти к убеждению, что гуминовые кислоты не играют ведущей роли в осаждении урана. По их мнению, процесс сорбции урана целиком зависит от величины удельной поверхности органических веществ.

Что касается формы связи урана с материалом угля, то этот вопрос в настоящее время еще не нашел своего окончательного решения. Достаточно подробно он был рассмотрен в соответствующем месте при описании геохимии. Как следует из приведенного там материала, основная масса урана, по крайней мере в неокисленных углях, по-видимому, находится в форме окислов.

Ниже приводится описание некоторых наиболее широко известных и лучше изученных месторождений этого типа.

Ураноносные лигниты штатов Дакоты и восточной Монтаны (США). На указанной территории лигниты наиболее широко развиты в западной части штата Северная Дакота, в северо-западной части штата Южная Дакота и в восточной части штата Монтана. Радиоактивные разности угля приурочены к отдельным горизонтам речниковых песчано-

глинистых отложений верхнего мела (формация Хелл-Крик), палеоцена (формация Форт-Юнион) и эоцена (формация Голден-Валли), общей мощностью в 663 м. Наибольший интерес в отношении ураноносности заслуживает формация Форт-Юнион. Угленосная толща несогласно перекрывается слабо активными туфами и бентонитами олигоцена и миоцена, мощностью порядка 75 м (рис. 25). Залегание

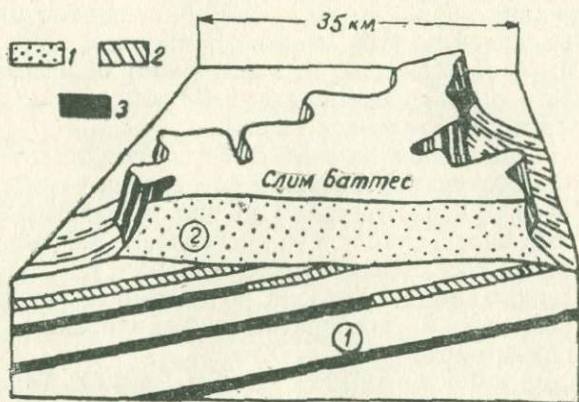


Рис. 25. Блок-диаграмма, показывающая распределение ураноносных лигнитов (по Денсону и Джиллу). 1 — ураносодержащие туфы; 2 — ураносодержащие лигниты; 3 — безрудные лигниты. Цифрами на рисунке показаны: 1 — свита Лудлоу формации Форт-Юнион; 2 — формация Эрикари и группа Уайт Ривер

угленосной толщи почти горизонтальное с пологим падением на северо-восток. Пласты лигнита мощностью от нескольких сантиметров до 7 м прослеживаются на многие километры. Замечено, что большая часть радиоактивных лигнитов залегает на склонах возвышенностей, покрытых пластами вулканических пород. Причем все они находятся в пределах 12—48 м ниже границы несогласия в подошве толщи независимо от возраста формации. В пачках пологопадающих пластов наиболее радиоактивные разности лигнитов занимают наиболее высокое положение как в стратиграфическом разрезе, так и в рельефе. В самих же пластах наиболее высокая концентрация урана приурочена к верхним частям пластов. Как правило, пласт, перекрытый проницаемым песчаником, является более ураноносным, чем пласт, перекрытый глинистым сланцем. Местами в лигните и сопутствующих породах встре-

чаются минералы уранила, наиболее распространенными из которых, как отмечает Д. У. Кинг (1958), являются метаотенит и метацейнерит. Кроме того, часто устанавливаются необычно высокие для углей количества мышьяка, ванадия, меди и фосфора, возможно, связанные с минералами уранила. Как отмечалось выше, угли обогащены также и молибденом, содержание которого находится в прямой зависимости от концентрации урана.

Содержание урана, по данным Вайца, варьирует от десятитысячных долей до 10% и выше, в среднем оно составляет 0,008%. Н. М. Денсон и Д. Р. Гилл (1958) общие запасы радиоактивного лигнита оценивали в 90 млн. т, приходящиеся на пласты средней мощности 1,2 м.

Более поздние разведочные работы позволили на месторождениях оконтурить площади со средним содержанием урана 0,13—0,20%, при средней мощности пластов 22—25 см. Разведанные запасы таких руд составляют 700 тыс. т, геологические же запасы оцениваются в 3—5 млн. т.

В последнее время Комиссия по атомной энергии США приняла решение об эксплуатации ураноносных лигнитов Дакоты и Вайоминга.

Месторождения района Грейт Дивайд Бейсон, шт. Вайоминг.

Район входит в состав округа Суитутотер. В геологическом отношении он в основном сложен мощной толщей третичных отложений. В нижней части они представлены формацией Форт-Юнион (палеоцен), несогласно залегающей на меловых породах и состоящей из угленосных глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Выше эти отложения несогласно перекрываются эоценовыми образованиями. Разрез третичных отложений заканчивается туфогенно-осадочными породами миоцена.

В структурном отношении толщи собраны в пологие складки, среди которых в центральной части района выделяется широкая антиклиналь северо-восточного простирания и расположенная севернее неглубокая синклиналь Ред-Дезерт того же простирания, погружающаяся в северо-западном направлении. Самые мощные угольные пласты как раз и приурочены к осевой части этой синклинали. Ураноносность связана с угольными пластами формации Уосатч нижнего эоцена, причем наиболее ураноносными являются угли центральной и северо-восточной частей района. В вертикальном разрезе выделяют две наиболее угленосных мощных зоны: зону Люман наверху и зону Ред-Дезерт внизу, разделенные безугольными породами мощностью до 100 и более метров. Среднее содержание урана в угле обычно меньше 0,003% и лишь в отдельных местах оно достигает 0,027%. Во всех угольных пластах района наблюдается определенная закономерность,

выражающаяся в том, что наиболее высокие содержания урана пространственно совпадают с участками развития наиболее проницаемых пород. Сказанное хорошо иллюстрируется рис. 26. Кроме того замечено, что верхние части угленосных пачек являются более ураноносными.

Полагают, что уран был привнесен в угольные пласты грунтовыми водами, циркулирующими вдоль проницаемых горизонтов. Что касается источника урана, то некоторые его видят в гранитах, из которых ураносодержащие минералы перешли в аркозы. Большая же часть исследователей (Пипирингос, 1958, и др.) таким источником считает вышележащие по разрезу туфогенные песчаники миоцена, характеризующиеся невысоким содержанием урана (0,001—0,003%).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ПОРОДАМИ, ОБОГАЩЕННЫМИ АСФАЛЬТОВЫМ ВЕЩЕСТВОМ

В соответствии с материалом, приведенным в главе «Геохимия», к данному типу должны быть отнесены месторождения, ураноносность битумов которых имеет явно эпигенический характер и связана с деятельностью подземных вод. Следует, однако, заметить, что если эпигенетический характер урановой минерализации устанавливается в большинстве случаев достаточно определенно, то решение вопроса о природе ураноносных растворов часто вызывает большие трудности. В силу этого на генезис многих, относимых сюда месторождений, высказываются диаметрально противоположные взгляды — одни их считают инфильтрационными, другие — гидротермальными (Батулин и др., 1965; Альтгаузен, 1966, и др.).

Породами, содержащими асфальтовый материал, могут быть песчаники, аркозы, туфы, известняки и др. Содержание урана в золе таких битумов, по данным П. Ф. Керра (1956), колеблется в пределах от 0,028 до 0,376%. По вопросу о форме нахождения урана в этих образованиях до самого последнего времени нет полной ясности, несмотря на то, что у нас в Союзе и за рубежом в этом направлении проведен значительный объем исследований. По-видимому, не вызывает сомнения, что уран здесь присутствует в двух видах. С одной стороны, он, вероятно, развивается в виде мельчайших включений урановой смолки (точечное распределение α -треков на микрорадиографии), с другой — присутствует в тонкорассеянном состоянии (войлок α -треков на микрорадиографии). Некоторые исследователи (Зубов, 1960 и др.) считают, что в этом случае имеет место либо чрезвычайно тонкое распыление смолки в битуме или же уран находится в сорбированной форме. Существует также довольно установившееся мне-

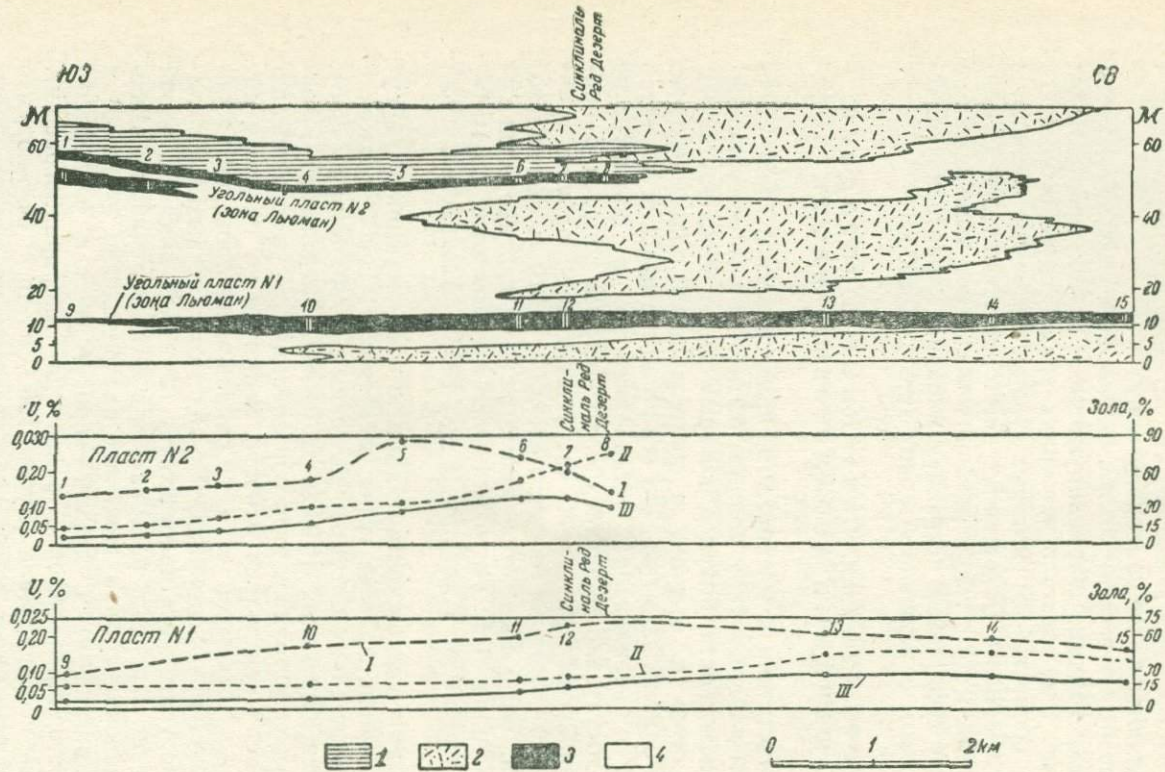


Рис. 26. Диаграммы, показывающие зависимость между распределением урана в угле и фациальными изменениями пород вблизи оси синклинали Ред-Дезерт (по Пипирингосу). 1 — «бумажные» сланцы (непроницаемые); 2 — глинистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники (умеренно проницаемые); 3 — угольные пласты; 4 — преимущественно крупнозернистые аркозовые песчаники (проницаемые). Цифрами 1—15 показаны содержания урана по кернам буровых скважин. I—III кривые содержания; I — урана в золе, II — золы в угле; III — урана в угле

ние о том, что здесь мы имеем дело с химическими соединениями типа ураноорганических комплексов. В некоторых проявлениях уран встречается в форме тухолита и других подобных образований, а также в форме уранинита, коффинита и торита.

Многие исследователи (Изаксен, 1956, и др.) считают, что асфальтитовые месторождения первоначально имели смолково-монтрозентовый состав. Жидкие же углеводороды, поступившие позднее, полимеризовались под действием альфа-излучения и заместили урановую смолку.

И. А. Брегер, М. Дьюл (1956) и другие считают, что уран, входящий в состав ураноорганических комплексов, был привнесен жидкими углеводородами.

В последние годы рассматриваемый тип месторождений приобрел весьма большое значение. К нему относится крупнейшее месторождение США Амброзия—Лейк, а также целый ряд более мелких месторождений в штате Нью-Мексико. Этот же генезис, вероятно, имеют месторождения Гес-Хиллс и Крукс-Гэц в штате Вайоминг. Известны представители данного типа и в других районах мира.

Месторождение Амброзия—Лейк. Месторождение расположено в северо-западной части штаба Нью-Мексико и в настоящее время представляет собой целый рудный район. Границами его являются: на севере — озеро Амброзия, на юге — г. Грантс, на востоке — г. Сан-Матео и на западе — г. Прайтт (рис. 27).

Впервые руда здесь была открыта в отложениях формации Моррисон в начале 1951 г. В конце 1954 г. при опробовании Л. Лютманом шлама старой нефтеразведочной скважины, пробуренной в 1928 г. на куполе Амброзия, была установлена его ураноносность. Последующее бурение вскрыло крупное рудное тело, которое затем разрабатывалось рудником Рио-де-Оро. Развернувшиеся разведочные работы позволили уже в 1957 г. подсчитать здесь запасы в 115 тыс. т металла (Zitting, 1957). В настоящее время в районе работает 25 рудников, на его долю совместно с соседним районом Лагуна приходится более 50% запасов в США (Grainger и др., 1961).

В геологическом строении района принимают участие породы от пермского до мелового возраста, общей мощностью в 1580 м. Верхнеюрская формация Моррисон, включающая большинство урановых месторождений и сложенная континентальными и озерными отложениями, расчленяется на три горизонта (снизу вверх): Рикепчер, Вестуотер-Каньон и Браши-Бейсин.

Горизонт Рикепчер сложен перемежающимися пестрыми зеленовато-серыми аргиллитами, фиолетово- и серовато-красными глинистыми песчаниками с подчиненными линзами бе-

лых и желто-бурых крупнозернистых песчаников. Мощность горизонта от 41,5 до 70,5 м.

Горизонт Вестуотер-Каньон состоит из речных аркозовых песчаников, переслаивающихся с подчиненными прослоями аргиллитов. На выходах песчаники имеют светлые желтовато-бурые тона, а аргиллиты — преобладающе зеленовато-серые. Мощность горизонта от 2 до 82 м. Косая и диагональная

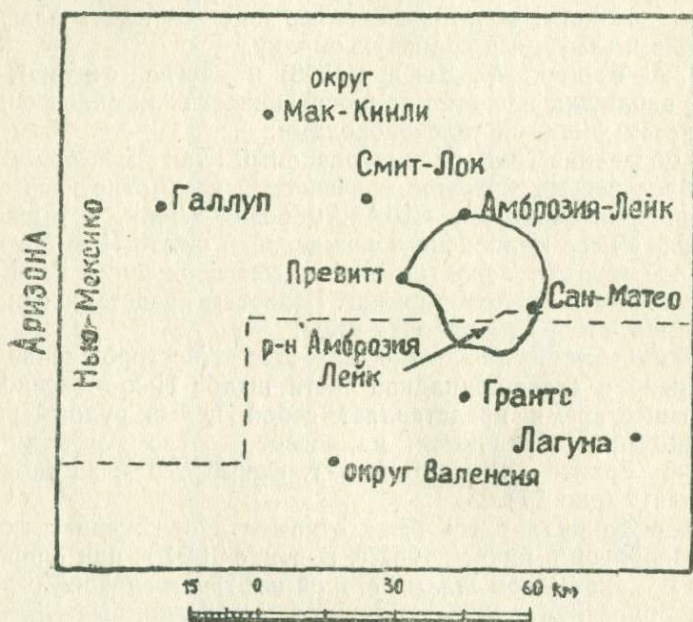


Рис. 27. Обзорная схема района Амброзия — Лейк (по Г. Грэнджеру и др., 1961)

слоистость, указывающая на многочисленные и неглубокие размывы, весьма характерна. Степень сортировки песчанистого материала резко различна, как правило, лучше отсортированы мелкозернистые разности. Ориентировка потоков и осей мульд косой слоистости преимущественно восток-юго-восточная.

Горизонт Браши-Бейсин представлен серыми, зеленовато-серыми и желтыми алевролитами и аргиллитами. Местами он содержит мощные линзы песчаников, аналогичных по своему составу песчаникам предыдущего горизонта. Одна такая мощная линза залегает в самом основании горизонта. На участке месторождения Амброзия—Лейк она постепенно переходит в песчаники горизонта Вестуотер-Каньон. В других же местах она отделена от него аргиллитами Браши-Бейсин. Упомяну-

тая песчаниковая линза носит местное название «язык» Пойсон-Каньон. Мощность горизонта изменяется от 19 до 40 м.

На формацию Моррисон несогласно налегают песчаники Верхнего мела, перемежающиеся с углями и карбонатными сланцами (формация Дакота), мощностью до 26 м. Выше также несогласно залегает пятисотметровая толща формации Маакокс, состоящая из морских сланцев и песчаников мелового возраста.

Рассматриваемый район примыкает с северо-запада к крупному вулканическому полю Маунт-Тейлор, сложенному риолитовыми туфами, трахитами, латитами и андезитами миоценового возраста. Кроме того, там развиты плиоценовые, плейстоценовые и более поздние базальты.

В структурном отношении район Амброзия—Лейк расположен вдоль северо-восточного склона поднятия Зуни на гомоклинали Торо, которая образует юго-западный край бассейна Сан-Хуан. Пологое падение толщ (3—5°) на северо-восток осложняется вторичной складчатостью и разрывными нарушениями. Установлено, что эти складки бывают двух возрастов: додакотские и образованные после отложения песчаников Дакота. Первые из них представляют собой широкие пологие поднятия широтного простирания, сформировавшиеся одновременно с отложением формации Моррисон. Вторые сформировались, вероятно, в среднетретичное время. Купол Амброзия как раз является одной из этих складок.

Среди разрывных нарушений выделяют три системы:

1) меридиальная до северо-восточной; 2) северо-восточная до широтной; 3) северо-западная. Все эти нарушения представляют собой, за небольшим исключением, нормальные крутопадающие сбросы. По возрасту они считаются одновременными с последаготскими складками или даже еще более молодыми.

Самые крупные и наиболее выдержанные сбросы меридиональные или северо-восточные. Некоторые из них прослеживаются на десятки километров при величине смещения более 100 м.

Оруденение имеет типичный пластовый характер и развивается в виде параллельных или субпараллельных напластованию залежей, встречающихся на различных уровнях горизонта Вестуотер-Каньон и в песчаниках Пойсон-Каньон. Большинство более крупных и богатых рудных тел приурочено к верхней половине горизонта Вестуотер-Каньон. Они залегают изолированно или группами, располагаясь кулисообразно, черепицеобразно и т. д. Все они обычно вытянуты в запад-северо-западном направлении (рис. 28). Отдельные рудные тела имеют длину до 900 м и ширину более 100 м. Мощность редко превышает 4,5 м. В поперечном сечении руд-

ные тела нередко расщепляются и располагаются на двух горизонтах.

Большинство рудных тел находится среди наиболее мощных и выдержанных горизонтов песчаников, бедных аргиллитовыми прослоями. Г. Грэнджер и др. (Granger и др., 1961) отмечают некоторую тенденцию к концентрации руд в более мелкозернистых разностях. В качестве местных рудоконтролирующих факторов могут быть указаны направления сноса и направления фациальных зон, внутриформационные несогласия, наличие прослоев аргиллитов и некоторые другие. Причем внутриформационные несогласия и поверхности размывов имеют первостепенное значение в определении формы и положения рудных тел. Рудные залежи обычно располагаются над или под несогласиями. Особенно благоприятны несогласия, фиксирующие прослоями аргиллитовых конгломератов. Обычно рудные тела залегают параллельно несогласиям и лишь изредка занимают по отношению к ним секущее положение. Иногда рудные тела переходят от одного несогласия к другому, принимая при этом различные неправильные формы.

Распределение оруденения в районе Амброзия—Лейк в основном не контролируется главными структурными элементами. Большинство известных месторождений района распределяется между двумя поясами, вытянутыми в запад-северо-западном направлении и удаленными друг от друга на расстояние 3—5 км. В северном поясе месторождения залегают преимущественно в горизонте Вестуотер-Каньон, а в южном — в отложениях Пайсон-Каньон. Простираение поясов и вытянутость отдельных месторождений не совпадают с главными структурными направлениями района. Это хорошо видно на куполе Амброзия, где простираение северного пояса и вытянутость отдельных месторождений ориентированы вкрест простираения флексур. Подобная же картина наблюдается в пределах южного пояса, восточнее сброса Сан-Матео. Правда, Л. С. Хильперт (Hilpert, 1960) предполагает наличие некоторого косвенного структурного контроля рудоотложения. По его мнению, вытянутость наиболее мощных линз песчаников, к которым приурочено большинство месторождений, в запад-северо-западном направлении является результатом подобной же ориентировки складок, образовавшихся в процессе отложения формации Моррисон.

Что касается сбросовых нарушений, то они являются отчетливо более поздними по отношению к основному оруденению.

Помимо описанного оруденения в районе, как отмечают Г. Грэнджер и др., известны рудные тела, распределение которых контролируется как стратиграфическими, так и струк-

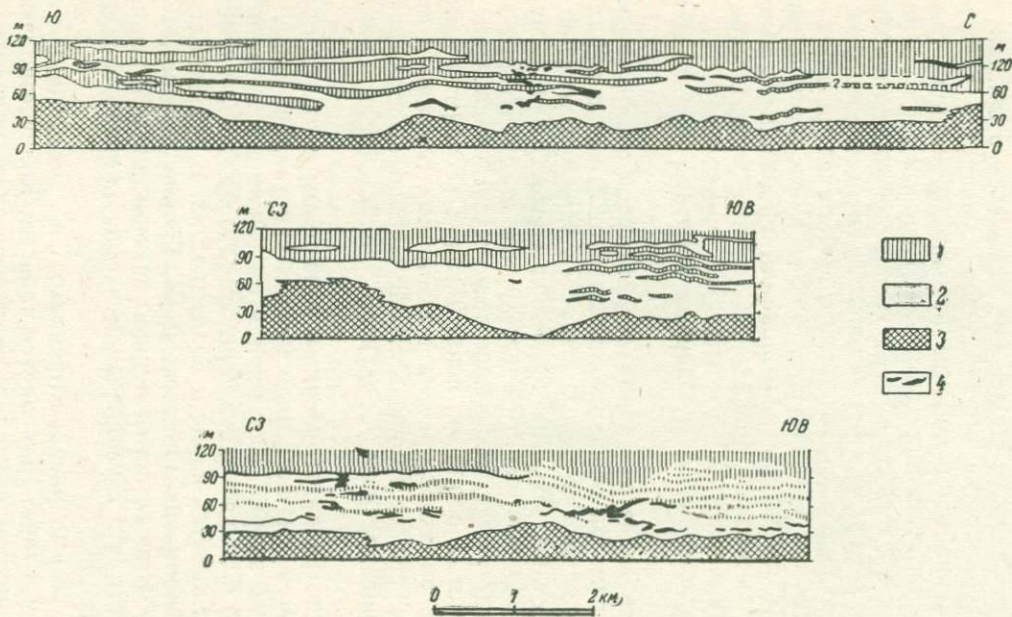


Рис. 28. Детализированный разрез участка месторождения Амброзия — Лейк, показывающий отношения рудных тел к стратиграфическим горизонтам (по Хильперту). 1 — породы горизонта Браши-Бейсин; 2 — породы горизонта Вестуотер, 3 — породы горизонта Рикепчер; 4 — рудные тела

турными факторами — так называемые послесбросовые руды. По мнению упомянутых исследователей, эти руды частично образуются за счет переотложения материала основного оруденения. В некоторых месторождениях они слагают главную массу добываемой руды.

Характернейшей чертой оруденения района является тесная его ассоциация с асфальтовым веществом. Мощность залежей и интенсивность оруденения находятся в прямой зависимости от количества асфальтового вещества в песчанике. Асфальт развивается в цементе песчаника, замещая глинистый материал и полевошпатовые зерна (рис. 29). Г. Грэнджер и др. помимо асфальтита выделяют еще два вида углеродистого вещества. Одно из них замещает ископаемую древесину. Другое, более редко встречающееся, выполняет трещины в песчанике и обычно развивается вблизи явно выщелоченных зон. Упомянутые авторы на основании проведенных ими исследований высказали предположение, что углеродистое вещество песчаников имеет растительное происхождение.

Представление о вещественном составе руд района дает табл. 18.

Коффинит является наиболее распространенным урановым минералом. Он обычно тонко диспергирован в асфальтите. Есть указания, что он встречается также в углефицированной древесине. В более поздних послесбросовых рудах, характеризующихся низким содержанием органического углеродистого материала, коффинит присутствует в составе тонких углеродистых оболочек, покрывающих песчаные зерна.

Урановая смолка встречена в единичных случаях и почти всегда выше уровня грунтовых вод. Предполагают, что она является своеобразным продуктом деятельности подземных вод.

Достаточно распространенным минералом является пирит. Он развивается обычно в виде мелких кристаллов, нарастающих на зернах кварца. Встречается он также и в аргиллитах. Считают, что большая часть пирита образовалась позднее асфальтита, но имеется пирит и более ранний. В трещинах местами был обнаружен марказит. Д. В. Грунер (Gruner, 1957) в свое время отмечал определенную закономерность, выражающуюся в том, что с увеличением в руде пирита возрастает количество урана.

Наконец, весьма распространенным в рудах минералом, не указанным в табл. 18, является кальцит. Количество его изменяется в широких пределах. Некоторая часть кальцита, возможно, является сингенетичной. Основная же масса более поздняя, чем асфальтит. По мнению Д. В. Грунера, она осаждена из ураносодержащих бикарбонатных растворов.

Однако более поздние исследования как будто показали, что и этот кальцит не весь является одновозрастным.

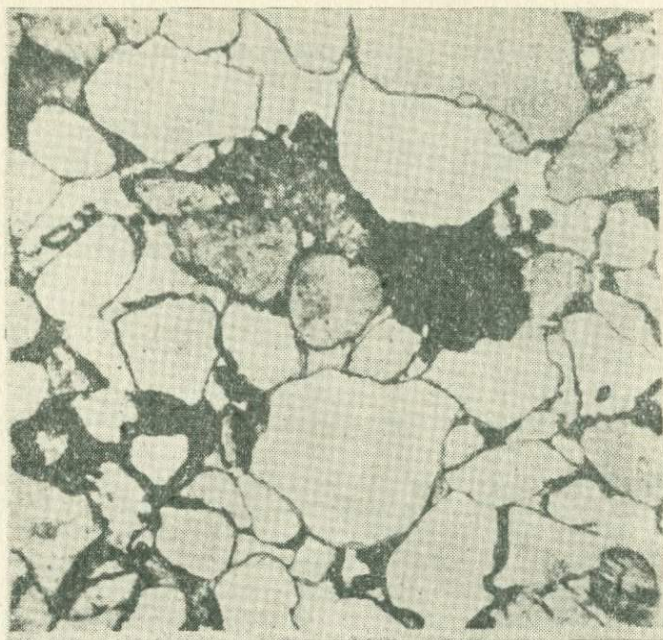


Рис. 29. Урансодержащий асфальтит (черный), замещающий глинистый цемент и полевошпатовые зерна и обволакивающий зерна кварца в песчанике Моррисон. Месторождение Рио-де-Оро, район Амброзия—Лейк. Ув. 35. (из книги Э. Хейнриха, 1962)

По мнению Д. В. Грунера, Д. Нокса и др., оруденение связано с деятельностью реликтовых вод, которые выщелачивали

Таблица 18

Досбросовые руды	Послебросовые руды	Оксидные минералы, существовавшие до вскрытия месторождения	Выцветы и другие минералы, образовавшиеся после вскрытия месторождения
1	2	3	4
Углеродистое вещество (главное)	Углеродистое вещество (второстепенное)	Метатюямунит	Андерсонит
Коффинит	Коффинит	Тюямунит	Циппент

1	2	3	4
Иордизит	Уранинит	Карнотит	Паскоит
Ферроселит	Монтрозейт	Отенит	Тенардит
(?)			
Пирит	Парамонтрозейт	Метаотенит	Ильземанит
	Хеггит (?)		
	(Haggite)	Ильземанит	Красный селен
	Ферроселит	Серый селен (тригональная модификация)	Метатюямунит
	Пирит	Красный селен (моноклинная модификация)	
	Барит		

уран из пород, располагающихся к юго-востоку от района. Предполагается, что месторождение формировалось в поздне-меловое или раннетретичное время после складчатости Дакота. Г. Гренджер (Granger, 1968) возраст урановой минерализации принимает близким 94 млн. лет.

ГРУППА II. ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Осадочные месторождения урана в настоящее время представляют собой очень многочисленную и весьма важную в экономическом отношении группу. Сравнительно низкое в большинстве случаев содержание металла с успехом перекрывается здесь крупными запасами и обычно простыми геологическими условиями залегания руд, позволяющими применять наиболее дешевые методы их разработки. Кроме того, среди месторождений рассматриваемой группы в последнее время известны типы, руды которых по своему содержанию очень близки к рудам гидротермальных месторождений.

Все многообразие типов осадочных месторождений определяется тем или иным влиянием различных стадий осадочного процесса на их формирование (Страхов, 1962).

Транспортировка урана от места разрушения исходной породы или месторождения до места его отложения может происходить или механическим путем в виде устойчивых к разрушению урансодержащих минералов, или в растворенном состоянии — в форме простых и комплексных соедине-

ний, или, наконец, в сорбированном состоянии — на глинистом, фосфатном, органическом и прочем материале. В соответствии с современными представлениями о процессе формирования осадочных месторождений большая роль в формировании месторождений урана должна уделяться процессам диагенеза. В стадию раннего диагенеза, по мнению Н. М. Страхова, возникают восстановительные условия, обязанные интенсивному окислению органического материала, благоприятствующие осаждению из раствора многих металлов, в том числе и урана. В процессе же диагенеза большая часть урана, переносимого в сорбированной форме, покидает своего сорбента и образует простые окисные соединения.

Явления последующего эпигенеза также оказывают существенное влияние на окончательное формирование осадочных месторождений урана, что теснейшим образом связано с высокой подвижностью данного элемента в зоне гипергенеза. В случае интенсивного развития этих процессов, обычно тесно связанных с деятельностью подземных вод, многие характерные черты минерализации, созданные в стадии седиментации и диагенеза, могут оказаться почти полностью утраченными. А это приводит к тому, что нередко одни и те же месторождения различными авторами относятся к различным генетическим типам: одни их считают осадочными, другие — инфильтрационными. Критерием правильности, по крайней мере для промышленных месторождений, по нашему мнению, должно явиться то, какими процессами созданы существующие промышленные концентрации. Если они обязаны деятельности эпигенетических процессов, то такие месторождения должны быть отнесены к инфильтрационным; если же эти процессы только частично изменили характер распределения рудного материала в пределах ранее существовавшего промышленного контура, усложнив, может быть, несколько морфологию оруденения, то подобные месторождения должны рассматриваться как осадочные.

Вопрос о формах переноса урана поверхностными водами, а также о причинах и способах его отложения был рассмотрен в главе «Геохимия».

Формирование осадочных месторождений урана осуществляется как в континентальных, так и в морских условиях. В первом случае его накопление может происходить в руслах рек, в озерах и болотах, а также в дельтах. Во втором случае уран образует концентрации преимущественно в прибрежных участках морей — заливах и лагунах, так как здесь существуют, по мнению Я. Д. Готмана (1955), наиболее спокойные гидродинамические условия, способствующие накоплению органического вещества. Следует отметить, что в целом области развития грубозернистых фаций как будто являются более

благоприятными для накопления урана по сравнению с площадями, сложенными тонкозернистыми осадками, которыми обычно характеризуются глубоководные участки морей.

Из типов осадочных процессов, выделенных Н. М. Страховым, наиболее подходящим для формирования осадочных месторождений урана следует считать гумидный тип, так как для него характерно богатство органическим веществом.

Что касается систематики осадочных месторождений, то, исходя из изложенного выше материала, представляется совершенно естественным разделение этой группы месторождений на следующие две подгруппы: 1) месторождения, образованные химическими процессами концентрации; 2) месторождения, образованные механическими процессами концентрации (россыпи).

ПОДГРУППА 1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ОБРАЗОВАННЫЕ ХИМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ КОНЦЕНТРАЦИИ

Сюда относятся месторождения, концентрация урана в которых обязана деятельности химических, физико-химических (коллоидных) и биохимических процессов. Особенно большая роль в накоплении урана при формировании описываемых месторождений принадлежит органическому материалу. Последний, как уже отмечалось, бывает способен или непосредственно сорбировать его из раствора (месторождения уранопосных рыбьих остатков), или же, что гораздо чаще, органический материал в процессе своего гниения обеспечивает возникновение восстановительной обстановки, благоприятствующей осаждению урана.

Большое разнообразие условий, приводящих к осаждению из поверхностных вод урана и высокая его подвижность при экзогенных процессах вообще, как раз и определяют значительное разнообразие фациальных условий, в которых формируются осадочные месторождения данного металла. Известны месторождения в потоковых, пойменных, болотных, озерных, дельтовых, лагунных, прибрежно-морских, шельфовых и в некоторых других фациях.

Каждая из фаций характеризуется своими особенностями и закономерностями проявления в них оруденения, в силу чего изучение фаций совершенно необходимо для выявления условий формирования рассматриваемых месторождений.

Многочисленные урановые месторождения данной подгруппы, являющиеся продуктами определенных фациальных условий, отчетливо могут быть объединены в следующие два генетических типа: 1) месторождения в континентальных отложениях; 2) месторождения в морских отложениях.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Среди данного типа многими исследователями выделяются следующие два подтипа: а) месторождения в речных конгломератах и песчаниках; б) месторождения в озерных и болотных отложениях с органическими, преимущественно растительными остатками.

В. Н. Котляр, Я. Д. Готман и некоторые другие авторы склонны включать сюда же месторождения, залегающие в каменных углях, лигнитах и сопутствующих породах, а также месторождения, находящиеся среди пород, обогащенных асфальтитами. Однако, как было показано в начале этой главы, данные месторождения по условиям своего образования правильнее считать инфильтрационными.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЕЧНЫХ КОНГЛОМЕРАТАХ И ПЕСЧАНИКАХ

Рассматриваемые месторождения пользуются достаточно широким распространением и имеют весьма важное промышленное значение. Вмещающие оруденение песчаники, конгломераты и прослои глинистого материала характеризуются непостоянной мощностью, многократной их перемежаемостью и наличием косой слоистости. Возраст их преимущественно мезозойский. Урановая минерализация часто захватывает большие площади и по вертикали бывает приурочена к различным стратиграфическим горизонтам вмещающих пород. Исследования показали, что наиболее благоприятными для концентрации урана оказались русловые фации, обогащенные растительным материалом, в связи с чем особое значение приобрели погребенные русла, заполненные речными конгломератами.

Состав руд этих месторождений достаточно сложен и представлен обычно ассоциацией урана с ванадием и медью, причем нередко все они находятся в промышленных содержаниях. В минералогическом отношении первичные руды состоят из урановой смолки, коффинита, мантрозента и сульфидов. Из нерудных могут присутствовать карбонаты, барит, гипс, аллофан и некоторые другие. Характерно, что первичные рудные минералы обычно очень тонкозернисты, бывают приурочены к цементу песчаников и тесно ассоциируют с растительными остатками, нередко замещая не только листья и ветви, но и целые стволы деревьев.

Следует иметь в виду, что в рассматриваемых месторождениях весьма большое значение в локализации оруденения имеют более поздние процессы инфильтрации и окисления,

приводящие к значительному перераспределению металлов, в том числе и урана.

Классическим примером месторождений описываемого подтипа могут служить широко известные многочисленные месторождения плато Колорадо в США. Имеются подобные месторождения и в ряде других стран, например в Мексике.

Ураново-ванадиевые месторождения плато колорадо

Территория плато Колорадо является самым крупным источником получения урана в США и одним из крупнейших ураноносных районов мира. Административно этот район находится в пределах штатов: Колорадо, Юта, Аризона и Нью-Мексико и охватывает площадь свыше 250 тыс. км² (рис. 30).

Вся описываемая территория представляет собой плоскую, слабо всхолмленную горную страну, высоко поднятую над уровнем моря (абсолютные отметки достигают 2500 м) и прорезанную глубокими каньонами. По периферии плато окружают молодые, резко расчлененные горные хребты системы Скалистых гор.

Эти месторождения в прошлом известны как карнотитовые. Открыты они были в 1848 г. В течение первого десятилетия нашего века незначительно работали на ванадий. С 1910 по 1923 г. интенсивно работали в основном на радий. В период с 1923 по 1935 г. добыча почти совершенно прекратилась. Вновь она возобновилась и стала бурно развиваться с 1936 года. Однако месторождения работали главным образом как ванадиевые. С 1945 г. по 1948 г. масштабы разработки месторождений снова резко сократились в связи с рыночной конъюнктурой. В 1948 г. правительство США приступило к скупке урановой руды, объявив ряд поощрений. С этого времени добыча в описываемом районе стала резко возрастать. Особенно резкое расширение работ произошло с 1951 г. Если в 1948 г. на всей площади находилось в эксплуатации 15 небольших рудников, то к концу 1954 г. их насчитывалось несколько сот. Если раньше основным компонентом был карнотит, то сейчас во многих местах установлены первичные настурановые и коффинитовые руды.

Геологическое строение. В структурном отношении район плато, начиная с докембрийского времени, представлял собой жесткую плиту, позже обрамленную складчатыми сооружениями. Основанием платформы является докембрийский цоколь, сложенный кристаллическими и метаморфическими породами. Выше, с резким угловым несогласием почти горизонтально залегают породы палеозоя и мезокайнозоя.

Толща пород, залегающих на докембрийском основании, представляет собой монотонное чередование песчаников и сланцев. Подчиненную роль играют конгломераты, известняки и некоторые другие образования. В возрастном отношении они принадлежат перми, триасу, юре, мелу и третичному периоду. Чрезвычайно характерным является их пестроцветный характер (чередование пластов красного, бурого, фиолетового, зеленого, желтого и других тонов).

Литологические особенности пород и характер органических остатков позволяют считать всю толщу в основном континентальным образованием. При этом, в процессе формирова-



Рис. 30. Расположение различных типов месторождений плато Колорадо (по Фишеру). 1 — ванадиево-урановые; 2 — ванадиевые; 3 — медно-урановые; 4 — урановые

ния осадков очевидно имела место частая смена условий, что, по-видимому, и обусловило различный состав и различную окраску пород. Сводный стратиграфический разрез по Р. И. Райту (1954) дан в табл. 19.

Наличие урановых руд установлено в 32 различных горизонтах, относящихся ко многим формациям. Однако 95—98% всей добычи падает на долю трех формаций: Моррисон, Шайнарамп и Чинл.

Стратиграфическая схема плато Колорадо (по Р. И. Райту, 1954)

Возраст	Формация	Мощность, м	Состав	Ураноносность
1	2	3	4	5
Эоцен	Вазач	900	Разноцветные сланцы, песчаники и известняки	Отдельные мало-значительные находки
Мел	Мезаверде	300	Светлые песчаники и серые углесодержащие сланцы	Небольшая добыча
	Манкос	600—1500	Серые сланцы	
	Дакота	15—60	Серые и коричневые песчаники и сланцы	Небольшая добыча
	Барро Каньон	15—75		
Юра	Моррисон	90—150	Браши Бейсин, свита разноцветных сланцев с включением песчаников	Небольшая добыча
		60—120	Солт Уош, свита серых песчаников и красных аргиллитов	Первый, наиболее важный производитель
	Саммервилль	15—120	Красные и серые сланцы, тонкозернистые песчаники	
	Куртис	0—75	Глауконитовые песчаники и зеленоватые сланцы	

1	2	3	4	5
Юра	Тодилто	0—8	Известняки	Небольшая добыча
	Энтрада	15—300	Светлые и красные массивные песчаники	Важный производитель ванадия и незначительный урана
	Кармель	0—180	Красные глинистые песчаники и серые сланцы	
	Навайо	0—60	Белые песчаники	
	Кайента	0—90	Красные песчаники	
Триас	Уйнгейт	0—120	Песчаники	
	Чинл	30—150	Красные и красно-коричневые сланцы и песчаники	Третий наиболее важный производитель урана
	Шайнарамп	0—30	Светлые конгломераты и песчаники	Второй наиболее важный производитель урана
	Моенокпи	0—300	Коричневые и красные сланцы и песчаники	
Пермь	Катлер	0—1800	Светлые песчаники, красные и серые сланцы	Небольшая добыча

Формация Моррисон делится на две свиты: верхнюю и нижнюю, именуемую свитой Солт Уош и являющуюся главным поставщиком урана всего плато. Верхняя свита представлена различными глинистыми сланцами. Углистые разности

редки. Весьма распространены бентонитовые глины вулканического происхождения, а также накопление вулканического пепла. Встречаются линзы конгломератовых песчаников и линзовидные прослои известняка. Свита содержит многочисленные находки окаменелых скелетов динозавров. Другие органические остатки редки.

Свита Солт Уош состоит из переслаивающихся песчаников и сланцев. Песчаники чаще среднезернистые кослоистые, местами содержат прослои галек; цвет серо-желтый, светло-оранжевый и белый. Детритусовый материал представлен кварцем — 86%, полевым шпатом (ортоклаз, альбит) — 7%, обломками кремнистого туфа — 7%. Кроме того присутствуют: циркон, турмалин, гранат, рутил, анатаз, ставролит, биотит (шпинель и апатит). Нередко встречаются шарики (катыши) зеленой глины или глинистых сланцев. Цемент состоит из кальцита и вторичного кварца.

Глинистые горизонты состоят из переслаивания глинистых сланцев с подчиненным количеством глинистых песчаников. Сланцы имеют светлую коричнево-красную, серо-красную и светлую зеленовато-серую окраску. Иногда среди сланцев встречаются пропластки серых известняков, содержащих остатки речных моллюсков и астракод.

Для свиты Солт Уош характерно также изобилие остатков растений: стволов деревьев, ветвей, листьев и т. д. Большинство этих остатков окремнено, кальцитизировано или лигнитизировано и часто замещается минералами урана и ванадия.

Считается, что породы этой свиты представляют собой намывные отложения рек, протекающих во влажной, болотистой низине, или же отложения мелководных бассейнов.

Формация Шайнарамп, занимающая второе место по добыче урана, сложена в основном конгломератами. Мощность конгломератов крайне не выдержана, максимальная достигает 60 м. Местами встречаются прослои глинистых сланцев, песчаников, аргиллитов и алевритов.

Во многих случаях указанные конгломераты выполняют русла древних потоков, врезающихся в породы нижележащей формации Моенкопи. В этих отложениях также много растительных остатков. Максимальные концентрации урана связаны именно с этими русловыми отложениями.

Формация Чинл, занимающая третье место по добыче урана на рассматриваемой территории, по характеру своих отложений является аналогом формации Моррисон. Она сложена в основном песчаниками с подчиненным развитием сланцев и аргиллитов. Песчаники имеют также явно континентальное происхождение. Они характеризуются косой слоистостью, включением сланцевых линз, присутствием глинистых окатышей, а также обильными остатками древесины.

Как отмечал Фишер (1956), оруденение часто бывает приурочено к низам формации Чинл, развиваясь именно там, где она несогласно перекрывает формацию Моенкопи.

Магматические проявления в описываемом районе имеют сравнительно неширокое распространение. Интрузии образуют в основном штоки и лакколиты средних размеров в осадочных породах в центральной и восточной частях района. Эффузивные образования широко развиты на западной, южной и восточной окраинах района и за его пределами. Большая часть магматических пород имеет средне- и верхнетретичный возраст. Однако есть эффузивы, относящиеся даже к современной эпохе.

Ураноносность плато Колорадо. В районе плато известны сотни урановых месторождений, но подавляющее их большинство имеет небольшие размеры. Урановые месторождения с ванадием и медью известны почти во всех осадочных формациях, обнажающихся в районе, начиная от позднепалеозойских и кончая среднетретичными. Однако, как было указано выше, почти все основные промышленные месторождения сосредоточены в пределах трех формаций и приурочены к породам достаточно разнообразного состава. Р. П. Фишер (1959) предлагает классифицировать месторождения плато по двум признакам: по литологическому составу вмещающих пород и по характеру минерализации.

По первому признаку им выделено четыре группы:

1. Месторождения в песчано-аргиллитовых породах приурочены к песчаниковым горизонтам, которые переслаиваются с аргиллитами и содержат линзы и гальки последних. Содержание в них тонкорассеянного глинистого материала недостаточно для заполнения всех поровых пространств между зернами песчаника. Обычны растительные остатки. К этой группе относятся все месторождения формации Моррисон, большинство месторождений формаций Шайнарамп и Чинл и одно из двух месторождений формации Доката штата Нью-Мексико.

2. Месторождения в «чистых» песчаниках. Сюда относятся месторождения формации Энтрада.

3. Месторождения в известняках. К этой группе относятся месторождения в формациях Тодилто и Хэрмоза, в юго-западной части штата Колорадо.

4. Месторождения в песчаниках, подобных первой группе, но более глинистых, также содержащих обильные растительные остатки. К той группе относятся некоторые месторождения формации Чинл, а также одно из месторождений формации Дакота (шт. Нью-Мексико).

По характеру минерализации выделяются следующие группы:

1. Ванадиево-урановые месторождения, содержащие от 1 до 20 частей V_2O_5 на одну часть U_3O_8 . В эту группу войдут почти все месторождения центральной части района.

2. Ванадиевые (с ураном) характеризуются содержанием от 20 до 40 частей V_2O_5 на одну часть U_3O_8 . Сюда относятся месторождения, расположенные вдоль восточной границы плато в штате Колорадо. Все они приурочены к песчаникам формации Энтрада.

3. Медно-урановые месторождения. Содержание меди в несколько раз превосходит содержание урана. Подобные месторождения распространены в районе Уайт Каньон (шт. Юта). Все месторождения приурочены к конгломератам Шайнарамп и относятся к песчано-аргиллитовой группе. По своему облику эти месторождения очень напоминают так называемые «красноцветные медные месторождения».

4. Урановые (ванадиево-медные) месторождения, в которых уран присутствует в относительно большем количестве, чем ванадий и медь. Подавляющее большинство этих месторождений располагается вдоль южной и западной окраин плато Колорадо.

В районе плато выделяется четыре сравнительно узкие удлиненные зоны, к которым тяготеет концентрация урановых месторождений. Месторождения, расположенные в пределах этих зон, характеризуются относительно более значительными размерами и более высоким качеством своих руд, чем рудопроявления на всей остальной территории. Указанные зоны следующие: Урованская, Монумент Вэлли, зона Ист Уайт Каньон, зона Моаб.

Урованская зона находится в юго-западной части Колорадо и включает месторождения, приуроченные к формации Моррисон. Длина зоны около 80 км, ширина — от 1,6 до 8 км, простирается близкое к меридиональному. Отдельные месторождения и их группы вытянуты перпендикулярно к местному простираению зоны. Зона пересекает две верхнепалеозойские соляные структуры.

Зона Монумент Вэлли имеет около 13 км в ширину и 64 км в длину и протягивается на северо-запад от северной границы штата Аризона к центральной части штата Юта. Зона включает месторождения в конгломератовидных песчаниках, заполняющих древние русла в конгломератах Шайнарамп.

Зона Ист Уайт Каньон находится в юго-восточной части штата Юта. Она имеет широтное простираение при ширине от 3,2 до 13 км и длине свыше 48 км. Все продуктивные залежи также находятся в образованиях типа заполнения русел в отложениях формации Шайнарамп и относятся к медно-урановой группе.

Зона Моаб протягивается из центральной части штата Юта на восток. Ширина — от 16 до 32 км, а длина не менее 208 км. Все наиболее продуктивные залежи относятся к формации Чинл.

Все перечисленные зоны располагаются местами параллельно, а местами под углом к простираннию крупных тектонических структур.

В подавляющем большинстве случаев рудные тела характеризуются одинаковыми свойствами независимо от характера минерализации, от различий в литологическом составе и структуре вмещающих пород и от их стратиграфического положения. Размеры рудных тел колеблются в широких пределах: от небольших гнезд в несколько десятков сантиметров в поперечнике до крупных залежей мощностью более сотни метров. Крупным телам характерна пластовая форма. Продольные оси залежей в общем расположены параллельно плоскости напластования, но при тщательном рассмотрении видно, что рудные слои не повторяют слоистость, а занимают по отношению к ней секущее положение. Редко встречаются залежи, имеющие более значительные размеры поперек напластования, чем по напластованию.

Рудные тела в песчаниках, имея в плане неправильные очертания, обычно несколько удлинены в направлении русла потока, с которым связаны песчаные линзы. В этом же направлении ориентированы ископаемые древесные стволы и своеобразные удлинённые конкреционные тела в рудных залежах, называемые «роллами» (рис. 31). Эти тела представляют собой самую мощную часть рудных залежей, нередко наиболее богатую металлом. Некоторые из удлинённых рудных тел в песчаниках состоят только из одного такого ролла.

Рудные тела в известняках (формациях Тодилто) обычно также обнаруживают отчетливую вытянутость, будучи приурочены к линиям деформации в известняке, часть из которых соответствует направлению региональных структур. Реже встречаются залежи с неправильными очертаниями.

Рудные тела обычно распределяются группами. Такие группы имеют в поперечнике от нескольких сот метров до нескольких километров. Внутри указанных групп отдельные рудные тела имеют четкие контуры, другие же постепенно переходят во вмещающие породы.

Основными металлами, содержащимися в рудах плато Колорадо, являются уран, ванадий и медь. Кроме того, в небольшом количестве содержатся железо и марганец, а в виде следов присутствуют свинец, кобальт, никель, молибден, хром, мышьяк и селен. В известняках формации Тодилто с рудными телами связано небольшое количество тонкозернистого рассеянного плавикового шпата.

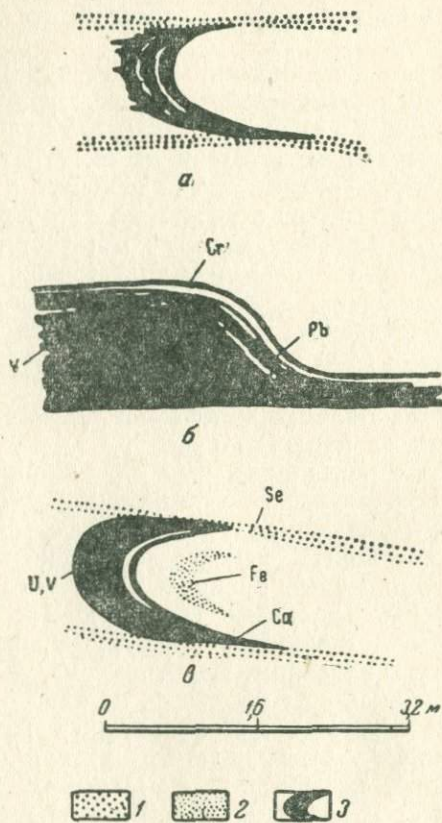


Рис. 31. Формы рудных «роллов» (по Шоу). а — концентрические наложения в С-образном ролле; б — асимметричное распределение некоторых элементов в рудном теле песчаника Навахо; в — распределение некоторых элементов в рудном теле слоев свиты Солт Уош. 1 — аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — урановые руды. Cr, V, Pb и т. д. — обогащение урановых руд указанными металлами

Первичные руды состоят из настурана, коффинита, роскоэлита, монтрозеита и сульфидов свинца, цинка, меди. Главными компонентами окисленных руд являются карнотит и тюямунит. Встречаются также уранофан, раувит, циппеит, бета-уранотил, склодовскит. Как будто, установлено наличие урановых черней. Кроме уранованадатов присутствуют ванадаты кальция, железа и других элементов. По данным Уикса (1958), минералогический состав руд изменяется в зависимости от характера минерализации. Им рассматриваются отдельно руды, содержащие ванадий и лишённые такового. Первичные ванадийсодержащие руды характеризуются в основном черной окраской и наличием низших окислов урана и ванадия.

Разности с отношениями $V:U = 15:1$ характеризуются преобладанием силикатов ванадия над окислами и отсутствием окаменелой древесины. Состав руд прост и однообразен. Главный минерал роскоэлит занимает промежутки между зёрнами песчаника, образуя тонкочешуйчатые агрегаты. В виде отдельных радиально-лучистых образований присутствует монтрозеит, обычно окруженный роскоэлитом. Постоянно присутствуют галенит и халькопирит, а также небольшое количество пирита и марказита.

Руды с отношением ванадия к урану от $15:1$ до $1:1$ отличаются от предыдущих тем, что уран в них находится в форме настурана и коффинита, почти всегда ассоциирующих с обуглившимися древесными остатками или другим углистым материалом (асфальтит). Настуран большей частью замещает стенки клеток древесины, но встречается и в полостях ячеек. В некоторых случаях они бываю выполняны сульфидами. Коффинит обнаруживают обычно в обуглившейся древесине, где он заполняет пустоты ячеек. Здесь также встречается в небольшом количестве монтрозеит, нередко замещающий древесину, чаще же он бывает уже превращен в парамонтрозеит. Из сульфидов обычно встречаются пирит и марказит. У этих минералов выделяют по две генерации. Одна — более ранняя дорудная, связанная с процессами диагенеза. Другая — более поздняя, ассоциирующая с настураном и галенитом. Галенита также, по-видимому, два. Из нерудных распространены кальцит, доломит и небольшое количество барита. В некоторых местах встречены селениды (клаусталит, эвкайрит).

Руды, практически лишённые ванадия, не имеют того интенсивно черного цвета, который характерен для ванадийсодержащих разностей. Уран здесь содержится главным образом в форме настурана. Коффинит встречается очень редко. Растительные остатки, как и в предыдущих случаях, контролируют накопление урана. Часто с настураном ассо-

цирует значительное количество сульфидов. В одних выработках преобладают сульфиды меди (халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин), в других — сульфиды свинца, цинка и железа. Галенит обычно ассоциирует с настураном и встречается в двух формах: ранней — идиоморфные кристаллы и поздней — прожилки. Пирит также двух генераций. Кроме того, были встречены в ассоциации с настураном и сульфидами какие-то еще неопределенные минералы кобальта и никеля, а также небольшое количество сульфида молибдена. В некоторых рудах сульфидов бывает очень мало.

Минералогия окисленных ванадийсодержащих руд сравнительно проста. Весь имеющийся уран входит в состав карнотита и туюмунита. Первый обычно резко преобладает над вторым. Избыток ванадия связывается или в форме гидрата пятиокси-навайонита или чаще образует ванадаты кальция, натрия, калия и ряда других металлов, характеризующиеся яркими красными, коричневыми, оранжевыми и желтыми тонами окраски. Помимо указанных руд, в более глубоких горизонтах обычно встречаются полуокисленные, так называемые корвуситовые руды, состоящие в основном из раувита, меланованадинита и корвусита (сложная и тесная смесь соединений четырех- и пятиявалентного ванадия, очень схожих по своему виду и природе), обладающие черной и иссиня-черной окраской.

Окисленные руды, не содержащие ванадия, отличаются большим количеством вторичных урановых минералов. Среди них установлены гидроокислы, карбонаты, сульфаты, фосфаты, арсенаты и силикаты. Преобладающими являются сульфаты: иоганнит, уранофилит, циппеит и ряд других, среди которых есть и новые минеральные виды, еще не изученные. Все они имеют микрокристаллическое или массивное сложение и характеризуются оранжевой, желтой или зеленой окраской. Благодаря своей сравнительно хорошей растворимости они никогда не образуют больших скоплений. Помимо ванадиевых и урановых минералов в окисленных рудах всегда присутствуют вторичные минералы меди, железа, марганца и ряда других металлов.

Генезис месторождений плато. Полемика о генезисе урано-ванадиевых месторождений этой территории имеет уже почти полувековую давность. Наиболее ранние представления исходили из карнотитового характера оруденения. Наибольшей популярностью в тот период пользовались две точки зрения. По одной из них, отстаиваемой Ф. Хессом, Р. Фишером и другими, оруденение рассматривалось как результат концентрации металла в процессе осадконакопления в условиях мелководных бассейнов. Ф. Хесс, например, считал (Hess, 1933), что в прибрежных частях этих бассейнов

скоплялись растительные остатки, которые и вызывали отложение урана и ванадия из раствора.

Сторонники другой точки зрения во главе с Б. Батлером (Butler, 1920) и В. Линдгреном (Lindgren, 1934) считали минерализацию инфильтрационной. Подтверждение своей точки зрения они видели в отсутствии связи оруденения с вулканизмом, а также в залегании рудных линз в краевых частях пластов песчаников, вблизи бортов долин, по мере удаления от которых наблюдается выклинивание карнотитовых тел.

Начиная с 1953—1954 годов, когда впервые ниже карнотитовой зоны было обнаружено коффинито-смолковое оруденение, постепенно большинству исследователей стало ясно, что известные ранее карнотитовые руды представляют собой не что иное, как вторичное образование, возникшее за счет переработки в зоне выветривания указанного первичного оруденения.

В настоящее время в литературе обсуждается вопрос главным образом о происхождении коффинито-смолкового оруденения. По этому поводу имеется большое количество различных точек зрения, которые могут быть сведены в основном к двум гипотезам: гидротермальной и первично-осадочной. Первую точку зрения поддерживают такие известные исследователи, как В. Мак-Келви, Д. Эверхарт и Р. Гаррелс (1956—1958). В частности, Д. Эверхарт считает месторождения района телетермальными. Главным доказательством правильности своего взгляда сторонники гидротермальной гипотезы видят в более молодом (ларамийском) возрасте урановой минерализации по сравнению с возрастом вмещающих пород. Кроме того, по их мнению, трудно с иных позиций объяснить такой большой вертикальный размах оруденения, охватывающего более чем 30 горизонтов осадочных пород от перми до третичного возраста включительно. В качестве третьего аргумента выдвигается минералогический состав руд и встречающийся эпигенетический характер оруденения.

Первично-осадочная или точнее седиментационно-диагенетическая гипотеза представляет собой дальнейшее развитие взглядов Хесса и других. Сторонники этой гипотезы считают, что уран и прочие металлы сингенетичны с компонентами вмещающих пород. Минералы же, в которые они входят, представляют собой результат диагенезиса или даже метаморфизма. Результатом воздействия этих же процессов является образование эпигенетических форм выделений рудных минералов.

В связи с этим М. М. Константинов и Е. Я. Куликова (1960) указывают, что определяемый в настоящее время возраст урановых руд, возможно, показывает не время их первичного отложения, а последнюю наиболее крупную текто-

ническую фазу, в которую произошло интенсивное перераспределение и омоложение рудного вещества.

Имеющийся в настоящее время фактический материал не позволяет решить этот вопрос определенно. Вполне вероятно, что на такой обширной территории, как это отмечает В. К. Келли (1956), имеются месторождения различных генетических типов. В таком случае правильнее, может быть, говорить лишь о преобладании тех или иных генетических групп.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОЗЕРНЫХ И БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Эти месторождения пользуются в природе достаточно широким распространением и в ряде случаев представляют определенный практический интерес.

Они обычно формируются в пределах депрессий, заполненных преимущественно мезозойскими или третичными осадками, состоящими из песчаников, аргиллитов, глин, алевролитов с подчиненным развитием гравелитов и конгломератов. Залегание пород пологое. Урановая минерализация приурочена к горизонтам, обогащенным углистыми остатками и обычно тяготеет к нижней части разреза, часто развиваясь в базальных слоях, залегающих непосредственно на породах кристаллического фундамента. Весьма характерной особенностью минерализации является ее приуроченность к крайним частям депрессий и крайне неравномерное пространственное распределение. Мощность рудоносных пластов и линз почти никогда не превышает 2—3 м. Содержание металла обычно составляет первые десятки доли процента, но встречаются тела и с гораздо более высокой концентрацией.

В минералогическом отношении оруденение представлено преимущественно чернями, почти всегда присутствуют урановые слюдки. В некоторых месторождениях известны образования типа тухолита или карбурана.

Источником урана следует считать породы фундамента, выступающие по окраинам депрессий и представленные обычно гранитами, или нередко присутствующие толщи эффузивов.

В качестве примера может быть назван ряд французских месторождений (Тейфельсloch, Танненкирх и Шенцель), находящихся в области Вогез и приуроченных к депрессиям, выполненным верхнепалеозойскими осадками. Некоторые авторы к этому подтипу относят японское месторождение Нингё-Тогэ, урановая минерализация которого пространственно связана с базальными конгломератами верхнемиоценового возраста. Нам представляется более правильным рассматривать это месторождение как инфильтрационное.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Месторождения с сингенетической концентрацией урана, приуроченные к разнообразным породам морского происхождения, пользуются значительным распространением во многих странах мира. Их образование протекало в широком интервале геологического времени — от нижнего палеозоя до четвертичного периода.

В подавляющем большинстве случаев они характеризуются убогим содержанием урана, но, имея большое площадное распространение, нередко заключают в себе огромные запасы этого металла. Весьма благоприятным является также и то, что во многих месторождениях урану сопутствуют фосфор, молибден, ванадий, никель, железо и некоторые другие металлы, благодаря чему руды приобретают комплексный характер. Уран, как правило, здесь не образует самостоятельных минералов, а бывает связан, главным образом, с органическим веществом и фосфатом кальция.

В настоящее время среди данного генетического типа достаточно четко выделяются следующие подтипы месторождений: 1) месторождения в фосфоритах; 2) месторождения в битуминозных сланцах; 3) месторождения в известняках; 4) месторождения в песчаниках, глинистых сланцах и глинах; 5) месторождения в глинах с рыбьими остатками.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФОСФОРИТАХ

В небольших количествах уран встречается во многих фосфатных формациях морского происхождения, имеющих самый разнообразный геологический возраст. По своей природе он в основном является сингенетическим, хотя некоторое вторичное перераспределение, очевидно, довольно часто имеет место. Содержание урана в фосфоритах отличается значительным разнообразием, но в общем весьма низкое и редко превышает 0,03% U_3O_8 . В силу этого ни одно из известных в настоящее время фосфоритовых месторождений не может разрабатываться только на уран. Во всех случаях уран может добываться лишь попутно с добычей фосфата кальция.

Самостоятельных минералов уран в фосфоритах не образует, если не считать единичных находок урановых слюдок, имеющих явно вторичное происхождение. Вся его масса обычно теснейшим образом связана с фосфатным материалом, который, как это в настоящее время хорошо доказано (Е. В. Рожкова и др., 1959; G. W. Moore, 1954, и др.), обладает способностью сорбировать уран из водных растворов.

Большинство исследователей считают, что ион урана замещает ион кальция в структуре апатита. Однако некоторые авторы, в том числе и Э. У. Хейнрих, ставят это утверждение

под сомнение. По их мнению, с этих позиций совершенно невозможно объяснить постоянное низкое содержание урана в фосфоритах, так как хорошо известно, что структура апатита способна к разнообразным и широким изоморфным замещениям.

Наблюдения также показали, что не во всех ураносодержащих фосфоритах фосфатное вещество бывает представлено кальциевым фторапатитом. Иногда оно в основном состоит из кальциевых алюмофосфатов типа вавеллита или крандалита, что типично для зон выщелачивания некоторых месторождений (Флорида, Сенегал).

Мощность фосфоритоносных толщ, самих рудных пластов и содержание в них фосфора и урана испытывают значительные изменения не только для различных районов, но и в пределах одних и тех же месторождений. Установленная зависимость содержания урана от количества фосфора выдерживается далеко не всегда. Хорошо известная в настоящее время закономерность, выражающаяся в том, что содержание урана в фосфорите обратно пропорционально содержанию CO_2 (Мак-Келви, Корсуэлл, 1958), наиболее четко проявляется тогда, когда количество урана составляет более 0,01% и CO_2 — выше 3—4%. Содержание урана зависит также и от текстурных особенностей фосфатного материала. Например, фосфориты с бобовидной текстурой всегда наиболее богаты ураном.

Месторождения ураноносных фосфоритов широко распространены во многих странах мира. В США, например, они приурочены в основном к трем формациям: к формации Фосфориа, развитой в штатах Монтана, Айдахо, Юта, Вейоминг и Невада, и к формациям Баун Велли и Хаутори во Флориде. Широко они представлены в Марокко, Алжире, Тунисе и Египте, известны в ряде районов центральной Африки и в некоторых других местах. Впервые производство урана из фосфоритов было начато в 1952 г. в штате Иллинойс, а в конце 1954 г. — во Флориде.

Месторождения формации Фосфорил. Отложения формации Фосфориа развиты на западе США и занимают часть территории штатов Монтана, Айдахо, Юта, Вейоминг и северо-восточный угол штата Невада. Формация, по крайней мере ее большая часть, имеет пермский возраст. Она несогласно перекрывается триасовой формацией Динвуд и подстилается песчаниками формации Тенслин. Суммарная мощность всей толщи изменяется от 0,45 до 450 м. Как правило, она увеличивается к западу и югу. Типичные разрезы формации состоят из свиты фосфатных сланцев средней мощностью 52 м и вышележащей роговиковой свиты мощностью до 72 м.

Отдельные стратиграфические горизонты формации протягиваются без существенных изменений на значительные расстояния, особенно в меридиональном направлении. Однако в пределах всей площади развития формации устанавливается заметная фациальная изменчивость. По данным Мак-Келви и других (Mc Kelyv et al., 1953), она выражается в постепенном уменьшении с запада на восток количества фосфата, слонстого роговика и углистых сланцев и увеличения количества желвачного роговика, карбонатных пород и песчаника.

Фосфориты формации по своим текстурным особенностям делятся на три типа: 1 — оолитовый, 2 — состоит из фрагментов раковин; 3 — представлен комбинацией оолитов, оолитоподобных зерен и обломков раковин, сцементированных фосфатным материалом. Наиболее мощные фосфатные пласты обычно состоят из тонкозернистых оолитоподобных шариков. В составе некоторых пластов преобладающую роль играют обломки фосфатизированных брахиопод, чешуи рыб или фосфатизированных остатков мелких гастропод. Из новообразований среди фосфатов присутствуют: кальцит, доломит, хальцедон, флюорит, пирит, глауконит, ангидрит и гипс. Полагают, что фосфат первоначально находился в форме коллофана, часть которого перекристаллизовалась до франколита.

Уран концентрируется в фосфатных минералах, где он, возможно, замещает кальций. В общем содержании его возрастает с увеличением содержания пятиоксида фосфора, однако известно много исключений. Некоторая часть урана, очень незначительная, по-видимому, находится в органическом материале. Содержание урана заметно изменяется в зависимости от содержания CO_2 . Зависимость эта обратная. Замечено также, что при одном и том же содержании P_2O_5 биокластический фосфат, как правило, содержит меньше урана, чем фосфат, состоящий из оолитоподобных шариков. В некоторой части слоев колебание в содержании урана зависит от степени выветривания. Кроме того, исследователи полагают, что на содержание урана могли воздействовать такие причины, как первичные различия в составе морской воды, текстурные особенности фосфоритов, сказывающиеся на их адсорбционной способности, а также наличие раздувов и пережимов пластов, обусловленных как особенностями седиментации, так и последующей деформацией. Среднее содержание урана в рабочих пластах из Айдахо, по данным П. Ф. Керра (1956), составляет 0,01—0,02%.

Помимо урана формация Фосфориа содержит ряд других редких элементов, из которых в наиболее значительных количествах присутствуют Ag, V, Pb, Cr, Ni, Mo, Se. Концентра-

ция первых пяти в два раза превышает их содержание в обычных породах (Divndson, Guldbrandsen, 1957).

По мнению Мак-Келви и др., отложения формации накапливались в большом мелководном заливе, в который сносились с побережья мало обломочного материала. Холодные воды, богатые фосфатом, поступали из океана с юга и юго-запада. Фосфорит накапливается на глубинах от 200 до 1000 м по мере увеличения рН в связи с увеличением температуры и снижением парциального давления CO_2 . Часть фосфора, очевидно, была сконцентрирована животными организмами. Концентрация урана, вероятно, обязана процессам адсорбции со стороны фосфатных коллоидов с последующим изоморфным замещением. Этим же процессам, по-видимому, в значительной степени обязана концентрация редких элементов. Считается, что частично имела место их концентрация фитопланктоном.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В БИТУМИНОЗНЫХ СЛАНЦАХ

В настоящее время хорошо известна повышенная ураноносность битуминозных глинистых сланцев ряда районов (кембрийские квасцовые сланцы Швеции и Норвегии, силурийские дикционемовые сланцы некоторых районов Прибалтики, ордовикские сланцы Пенсильвании, девонские сланцы Теннесси, Огайо, Нью-Мексико, каменноугольные сланцы Франции, миоценовые сланцы Калифорнии и др.). Прекрасный пример подобных образований описан М. М. Адышевым и К. Е. Калмурзаевым (1965). Содержание урана в таких породах отличается большой равномерностью, но в общем весьма незначительно и колеблется в пределах 0,001—0,005%, местами повышаясь до 0,04%. В битуминозных прослоях кольма Швеции было зарегистрировано содержание до 0,1%.

Запасы урана в образованиях такого типа весьма значительны. Например, месторождение Шведё (Швеция) насчитывает не менее 100 тыс. тонн металла, а черные сланцы Теннесси заключают в себе около 6 млн. тонн урана.

Мощность ураноносных пластов в общем небольшая, но достаточно изменчивая: в Швеции, Норвегии она в пределах 2—3 м, в Теннесси — 0,75—2,1 м, а в Чаттануга — 3—4,5 м. В отдельных участках этой площади мощность пластов достигает 12 м. Наблюдения показали, что повышенные концентрации урана обычно бывают приурочены к средним или верхним частям разреза сланцев.

Описываемые битуминозные сланцы характеризуются темной, до черной, окраской, содержит обильные сульфиды, главным образом, пирит, диспергированный углеродистый материал и рассеянные летучие углеводородные комплексы. Они обычно бедны кальцитом, но сравнительно богаты коллофа-

ном (0,5—3% P_2O_5), который образует тонкую вкрапленность или же развивается в виде желваков размером до 0,3 м в поперечнике. Из прочих минералов присутствуют: иллит и некоторые другие глинистые минералы, мельчайшие зерна кварца, полевой шпат, серицит и хлорит. Растительные остатки не типичны. Во многих ураноносных сланцах содержится нефть, причем нередко между нефтью и ураном существует грубая корреляция.

Каких-либо самостоятельных первичных урановых минералов в сланцах не обнаружено. Основная масса урана находится в кислоторастворимой форме.

Обобщая имеющийся материал, Э. У. Хейнрих указывает, что содержание урана в сланцах находится в прямой зависимости от: 1) содержания коллофана (фосфора); 2) количества коллоидального материала; 3) содержания углерода или «черноты окраски»; 4) содержания жидких углеводородов; 5) содержания пирита или общей серы. Обратная зависимость устанавливается между содержанием урана и карбонатов.

Радиографическое изучение позволило установить, что уран связан как с органической, так и с минеральной фракциями породы. Например, в сланцах Чаттануга уран связан со скоплениями органического вещества и пирита. Не ясно, или уран в данном случае адсорбирован на органическом материале или связан с ним химически, развиваясь в виде ураноорганических соединений. По данным некоторых исследователей (Ross, 1952 и др.), в ряде пунктов Оклахомы, Техаса и Калифорнии радиоактивность неорганического вещества (в основном коллофана) в 2,5 раза превышает радиоактивность других частей породы. В связи с этим Э. У. Хейнрих считает, что уран может находиться в битуминозных сланцах в трех видах: 1) как изоморфная примесь в коллофане; 2) в виде ионов, адсорбированных на поверхности коллоидальных глинистых частиц; 3) в форме ураноорганических соединений в углеродистом материале.

До сих пор не существует единого мнения в отношении природы органического вещества сланцев. Одна часть исследователей полагает, что оно имеет сапропелевый характер, другая же (Брегер и Дьюл, 1958; Бейтс и Строл, 1959; Салаи, 1959) считает, что гумусовый материал здесь также играет существенную роль. Например, А. Салаи на основании экспериментальных исследований утверждает, что ведущая роль в создании повышенных концентраций урана в сланцах принадлежит гуминовым кислотам. В. Свенсон (Swanson, 1960) считает, что в большинстве черных сланцев присутствуют оба вида органического вещества, находясь в переменных количествах. При этом носителем урана, по его мнению, является

гумусовое вещество, в то время как сапропелевое дает начало образованию нефти.

Формирование черных сланцев представляется как результат медленного накопления очень тонкого осадочного материала (преимущественно коллоидальных глинистых частиц) с одновременным отложением разложившегося углеродистого вещества. Предполагается, что уран концентрируется непосредственно из морской воды органическим илом, его гумусовой частью. Причем этот процесс, вероятно, продолжался и в стадию диагенеза осадка.

Вообще фактор времени, по-видимому, играет существенную роль в формировании ураноносных сланцев. При прочих равных условиях содержание урана в битуминозных сланцах зависит от длительности соприкосновения образующегося осадка с морской водой: Как указывал Мак-Келви (1958), пласт морских ураносодержащих сланцев мощностью в один метр формируется в течение 3—6 млн. лет, в то время как для накопления такого же пласта обычных морских глинистых осадков требуется не более 2000 лет. В. Свенсон полагает, что накопление урана может идти в результате развития одного из следующих процессов или их комбинации: 1) прямое осаждение урана при восстановлении сероводородом шестивалентной формы в четырехвалентную; 2) выделение ионов урана из раствора путем адсорбции и комплексообразования на твердых гумусовых веществах; 3) адсорбция и комплексообразование урана гумусовыми кислотами в растворе.

Г. Б. Наумов и др., основываясь на анализе материала по современным морским водоемам, пришли к выводу, что в прошлом едва ли могли существовать условия, при которых происходило бы непосредственное осаждение урана из морской воды в виде гидрата окиси U^{4+} . Едва ли также, по их мнению, сорбционные процессы были в состоянии обеспечить повышенную концентрацию урана при седиментации по сравнению с кларковой.

По-видимому, правильнее считать, что оруденение в черных сланцах сформировалось в стадию раннего диагенеза, при переходе урана в осадок из иловых растворов (Воробьев и Грушевой, 1966 и др.).

В тех случаях, когда процесс образования черных сланцев сопровождался накоплением значительных количеств коллоидального фосфата, последний и являлся основным носителем урана. Наблюдения показали, что там, где в сланцах встречаются линзы фосфата, последние являются гораздо более радиоактивными, чем органическая фракция. Это же подтверждается и экспериментальными данными Мура, который показал, что фосфатные породы извлекают из водных раство-

ров 63% содержащегося там урана, в то время как битуминозные сланцы — только 28%.

Спутниками урана в описываемых черных сланцах являются такие металлы, как Mo, Ag, V, Ni, Cu, Ge, P, Zn, As и ряд других. В последние годы в США большое внимание уделяется изучению нефтеносности ураноносных черных сланцев. Однако до сих пор нигде не встречено пород, могущих представить промышленный интерес в качестве источника как урана, так и нефти. Наиболее интересными пока в этом отношении являются некоторые участки сланцев Чаттануга (Swanson, 1960), которые могут дать нефти примерно 38 л/т и содержат около 0,006% урана.

В настоящее время битуминозные сланцы разрабатываются в качестве урановой руды только в Швеции. Недавно правительство США приняло решение о начале эксплуатации сланцев Чаттануга.

Квасцовые сланцы Швеции. Кембрийские битуминозные сланцы Швеции привлекли внимание в качестве возможного источника радиоактивного сырья с начала текущего столетия, а с 1910 г. использовались для получения радия. Извлечение урана началось в пятидесятых годах. Наиболее широко эти образования развиты в районе Биллингена — Фальбигдена, провинция Вестерготланд, и в районе Кварттроп, провинция Нерке. Они представлены черными квасцовыми сланцами среднего кембрия и перекрываются мощной толщей граптолитовых сланцев силура. Основное оруденение приурочено к средним или верхним частям разреза и образует зону *Peltura scaraboides*, содержащую тонкие линзообразные пластины и линзы углеродистого вещества (кольма). Содержание урана в кольме в десять раз превышает таковое во вмещающих сланцах, составляя в среднем 0,02—0,03%. В отдельных прослоях оно нередко поднимается до 0,2—0,3%, а в золе достигает и целых процентов. В Вестерготланде ураносодержащие сланцы (средней мощностью 3 м и со средним содержанием 0,003%) развиты на площади примерно 500 км². Запасы металла оцениваются в 1 млн. тонн. В районе Кварттроп пласт мощностью 5—6 м имеет среднее содержание урана порядка 0,002%. Запасы составляют 100—150 тыс. тонн. Этот пласт залегает на нефтеносном сланце, содержащем до 5% нефтепродуктов (керогена).

Черные сланцы Чаттануга. Описываемые породы занимают площадь более 100 тыс. км² и развиты в пределах штатов Теннесси, Алабама и Кентукки (США). Они представляют собой наиболее важный потенциальный источник низкосортных урановых руд в США.

В Теннесси мощность формации Чаттануга в среднем около 10 м. Она представлена черными кремнистыми и серыми

углистыми сланцами, содержащими тонкие пропластки песчаника и роговика, линзы известняка и фосфатные желваки. Местами встречаются пропластки бентонита. Обильно представлены растительные остатки, а также конодонты, кости рыб и лингулоидные брахиоподы. Сланцы содержат нефть в количестве 12—60 литров на тонну. Содержание урана в пределах 0,001—0,035% хорошо выдерживается на больших площадях.

Общая геологическая характеристика площади, распределение урана и описание минералогического состава сланцев даны в работах А. Брауна (1958), Т. Бейтса и Э. Страла (1959), В. Хесса (Hass, 1956) и др. В общем сланцы Чаттануга подразделяются на 5 литологических горизонтов, из которых два нижних слагают пачку Дауэллтаун и три верхних — пачку Гессауэй. Указывается также, что содержание урана в сланцах находится в прямой зависимости от интенсивности темной окраски и суммарного содержания углерода, но в обратной зависимости от содержания железа и кластических минералов. Уран преимущественно концентрируется в участках, обогащенных органическим веществом и пиритом.

Содержание урана в пределах 0,001—0,0035% хорошо выдерживается на огромных площадях. По данным В. Свенсона (Swanson, 1960), вся пачка Гессауэй мощностью 4,5 м имеет содержание порядка 0,006% на площади в сотни квадратных километров. Отдельные же прослои сланцев мощностью 2,5 см и менее содержат 0,01% урана на протяжении 1,6 км и более. Упомянутый автор считает несомненным, что с увеличением выхода нефти из сланцев Чаттануга возрастает и содержание в них урана. Однако корреляция здесь возможна, по его мнению, только в тех случаях, когда материал отобран для отдельных стратиграфических горизонтов и на небольшой площади. В. Свенсон также утверждает, что удельный вес нефти возрастает по мере увеличения в сланцах урана. В этом он видит отражение первичного соотношения сапропелевого и гумусового типов органического вещества.

Присутствующие в сланцах следы многих элементов, в том числе редких и рассеянных, не коррелируются с содержанием урана.

Сланцы Чаттануга, вероятно, формировались в сравнительно мелком застойном море. Источником урана, помимо морской воды, могли быть залегающие к востоку кристаллические породы или даже вулканический пепел (Браун, 1958).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Месторождения урана в карбонатных породах, преимущественно в известняках и реже в доломитах, встречаются в природе довольно часто. Они обычно не велики по масштабам и в подавляющем большинстве случаев характеризуются невысоким качеством руд.

Ураноносные карбонатные породы залегают, как правило, среди терригенных отложений, чередуясь с песчаниками, алевролитами, гравелитами, глинами, мергелями и т. п. Иногда в разрезах встречаются эффузивы. Наиболее часто повышенной ураноносностью характеризуются органогеновые и оолитовые разности известняков, благодаря богатству сульфидами, обладающие темной окраской.

В составе карбонатных пород, помимо кальцита и доломита, могут присутствовать опал, халцедон, кварц, а также некоторое количество фосфатов, сульфатов и др.

Первичные рудные минералы обычно представлены урановой чернью и урановой смолкой в ассоциации с пиритом или марказитом. Из вторичных широким развитием пользуются ванадаты, фосфаты и сульфат-карбонаты урана.

Урановая минерализация описываемого подтипа обычно рассеяна на значительной площади, четко стратифицирована и подчинена фаціальным особенностям вмещающих известняков, что является доказательством сингенетичного происхождения оруденения. Конечно, диагенез, а возможно, и последующие эпигенетические процессы нередко обуславливают то или иное перераспределение рудного вещества.

Один из примеров урановых месторождений в органогеновых известняках палеогенового возраста достаточно подробно описан в литературе (Готман, 1955; Готман, Нифонтов, 1964 и др.).

Ураноносность здесь приурочена к нескольким горизонтам известняков, залегающих среди мергелей, глин и песчаников. Рудоносные известняки характеризуются значительной фаціальной изменчивостью. По направлению к бывшей береговой линии моря их мощность сильно уменьшается, в составе резко возрастает количество песчанистого материала. Смена фаций устанавливается в нескольких направлениях, что указывает на извилистый характер древней береговой линии с наличием заливов или бухт.

Вся рудовмещающая толща собрана в продольные и поперечные складки, которые, как полагают, имеют унаследованный характер. Урановое оруденение локализуется в определенных слоях горизонтов рудоносных известняков. прослеживаясь как в антиклинальных (рис. 32), так и в синклинальных складках.

Рудоносные слои известняков имеют небольшое количество обломочного материала (не более 6—10%), часто содержат оолиты и копрогенный материал, характеризуются незначительной примесью доломита и определенным составом флоры и фауны.

Рудные тела представлены узкими удлинёнными лепешкообразными формами. В целом слои рудоносных известняков с заключёнными в них рудными телами образуют дугу, повторяющую очертания бывшей береговой линии. Нередко рудные тела переходят из одного слоя известняка в другой, верхний или нижний, что, по-видимому, объясняется колебанием береговой линии. Широким развитием на рудоносной площади пользуются различно ориентированные пострудные нарушения небольшой амплитуды.

Первичные рудные минералы представлены урановой смолкой, сульфидом ванадия и железа, пиритом и марказитом. В подчинённом количестве развиты сульфиды меди, свинца, цинка, молибдена, ванадия и др. Из вторичных минералов преобладающими являются тюамунит, карнотит и гидроокислы железа и марганца. Значительно реже встречаются

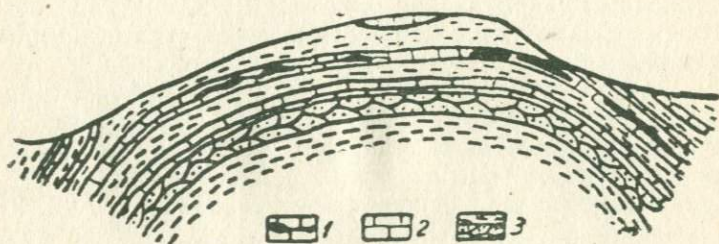


Рис. 32. Схематический разрез через месторождение урана, приуроченное к органогенным известнякам (по Я. Готману и Р. Нифонтову).
1 — ураноносные известняки; 2 — известняки; 3 — прочие осадочные породы

ся: шрёкингерит, ураноталлит, уранофан и др. В небольшом количестве известна урановая чернь.

Урановая смолка в виде мельчайших выделений располагается по концентрам оолитов, замещает раковины микро- и макрофауны или развивается в зернах кальцита. Урановая чернь обычно ассоциирует с урановой смолкой. Нередко она вместе с органическим веществом и глинистым материалом выполняет микростилолитовые швы или сутуры.

Я. Д. Готман и Р. В. Нифонтов описанную минерализацию считают типичной сингенетической, сформировавшейся

в прибрежно-морской зоне. Они полагают, что в заливах и бухтах создавались наиболее благоприятные условия для накопления урана и ряда других металлов. Весьма большую роль в процессе концентрации играли органические остатки. С одной стороны они, по-видимому, сорбировали металлы из вод, пропитывающих известковый ил. С другой — разлагаясь, обеспечивали возникновение восстановительной обстановки на некоторой глубине в толще ила, где сорбированные металлы переходили в низшую валентность. Урановая смолка, сульфиды и другие первичные минералы возникли при процессах диагенеза осадков. Ряд авторов придерживается подобных же взглядов на генезис урановых месторождений данного типа (Данчев, Олха и Данчев и др., 1959). Некоторые же (Ченцов, 1959; Воробьев, Грушевой, 1966) полагают, что концентрация урана и ванадия здесь обязана в основном эпигенетическим процессам.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЕСЧАНИКАХ, ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦАХ И ГЛИНАХ

Рудопроявления и даже сравнительно крупные месторождения урана, приуроченные к песчаникам морского происхождения, пользуются широкой известностью. Вопрос о природе ураноносности этих пород много лет обсуждается в литературе. Одни исследователи считают, что накопление урана носило сингенетичный характер. Другие, и таких, по-видимому, большинство (Вудманси, 1959; Германов, 1960; Nininger, Everhart, 1960; Перельман, 1961; Сапожников, 1961, 1962, и др.), не отрицая во многих случаях факта убогого сингенетического накопления урана, полагают, что промышленные концентрации создавались под воздействием последующих эпигенетических — инфильтрационных процессов. Формирование урановых месторождений в песчаниках под воздействием инфильтрационных процессов, несомненно, имеет место. Этот тип месторождений хорошо известен и был нами описан в соответствующем разделе работы.

Здесь же имеется в виду рассмотреть месторождения, концентрация урана в которых, пусть сравнительно небольшая, обаяна исключительно процессам сингенеза.

Морские песчаники, включающие такие концентрации, обычно характеризуются достаточно хорошей сортировкой материала, повышенным содержанием фосфатов, органического вещества и углистого и углисто-глинистого материала. Процесс накопления урана здесь по сути дела ничем не отличается от такового имеющего место при формировании ураноносных черных сланцев и фосфоритов. Так же, как и там, он может быть результатом сорбции урана из морской воды

органическим веществом, фосфатами и тончайшим глинистым материалом.

Известны месторождения, в которых весь уран связан с фосфатизированным цементом кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников, распределяясь в нем более или менее равномерно. Такие песчаники распространены бывают на больших площадях, причем отдельные рудные горизонты прослеживаются по выходам на несколько километров. Полагают, что такие ураноносные песчаники формируются в условиях мелкого моря, ближе к берегу, чем ураноносные черные сланцы и фосфориты. А. А. Якжин пишет, что они возможно даже образуются в условиях дельт наподобие медистых песчаников.

Сингенетические концентрации урана известны, помимо песчаников, также в глинах и в глинистых сланцах, содержащих органические остатки.

По данным Я. Д. Готмана и Р. В. Нифонтова (1964), одно из таких месторождений возникло в прибрежной части узкого пролива, соединявшего в нижнем палеозое два крупных морских бассейна. Оруденение вдоль узкой полосы приурочено к пласту сланцев, отлагавшихся циклично в условиях колебательных движений морского дна. Каждый цикл, начинаясь относительно грубообломочным материалом, постепенно сверху сменяется тонким глинистым. Первичное урановое оруденение концентрируется в верхней части цикла и локализуется в аргиллитах, особенно обогащенных органическими остатками. Самостоятельные минералы уран образует редко. Он содержится главным образом в фосфатных оолитах, сульфофосфате кальция, органическом веществе и тонко дисперсном глинистом материале. В окисленных частях сланцев он присутствует в конинките, вивианите, сульфофосфате алюминия и иногда в урановых слюдках. Урану обычно сопутствуют молибден, ванадий, никель, железо и фосфор.

В процессе диагенеза в сланцах возникают новообразования полевых шпатов и слюд, изменяется состав углеродистых веществ, появляются сульфиды (пирит, сфалерит, галенит), антраконит, возникают фосфатные оолиты и настуран.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГЛИНАХ С РЫБИМИ ОСТАТКАМИ

Месторождения этого подтипа иногда обладают хорошей выдержанностью на больших площадях. Характернейшей их чертой является возможность применения простых и эффективных методов обогащения, что делает эти месторождения экономически интересными.

Представлены они глинистыми отложениями с рыбьими остатками, обычно слагающими пологие крылья антиклиналь-

ных складок. Рудоносные отложения располагаются в прибрежной части бывшего шельфа, а рудные тела приурочены к впадинам древнего рельефа (рис. 33), поверхность которой часто несет следы продольного размыва.

В строении рудоносной пачки устанавливаются явные признаки ритмичности, причем отмечается уменьшение размера зерен пород и увеличение содержания урана к верхним частям разреза. Рудные пласты представляют собой чередование темных слоев, обогащенных костным детритусом,

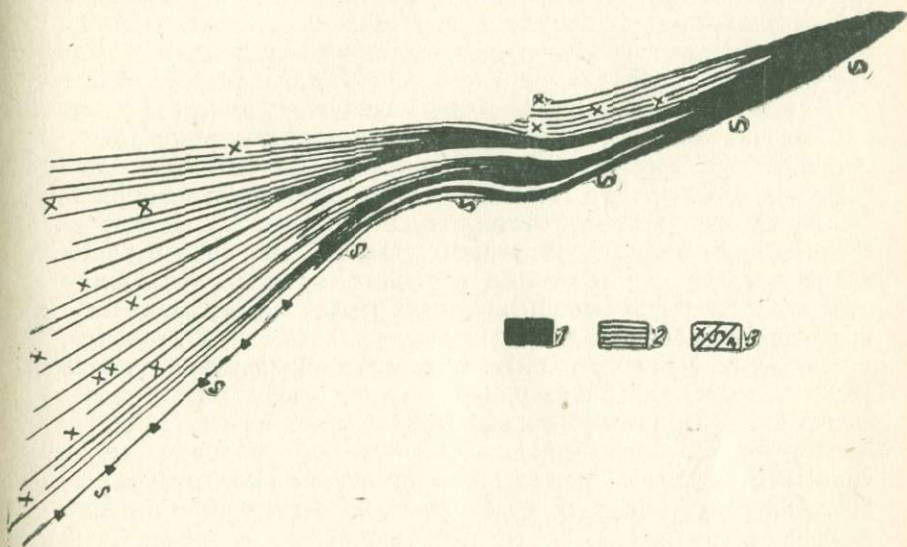


Рис. 33. Схема залегания ураноносных глинистых отложений с рыбными остатками (по Я. Готману и Р. Нифонтову). 1 — урановорудные пласты; 2 — пласты с рассеянным урановым оруденением; 3 — прочие осадочные породы

и светлых прослоев безрудных глин различной мощности. Местами рудный пласт представлен плотным костным детритусом. Костный детритус состоит из обломков костей рыб, чешуи, плавников и т. д. Все это обычно погружено в темную глину.

Помимо урана, в рудных пластах устанавливается присутствие железа, редких земель, фосфора, никеля, кобальта, молибдена и золота.

Минералогический состав рудного пласта весьма разнообразен. Главное значение имеют следующие минералы: гидрослюда, пирит-мельникавит, марказит, никелин, кобаль-

тин, магнетит, карбонаты (кальцит, доломит), кварц, халцедон, опал, полевые шпаты, целестин и глаукоцит. Соотношение основных компонентов следующее: глинистые минералы, опал и халцедон — 45—48%; пирит-мельниковит — 30%; костные остатки — 15—18%. Обычно присутствует небольшое количество растительного материала.

Каких-либо первичных урановых минералов не установлено. Главная масса урана связана с фосфатизированными костными остатками, где он содержится в сорбированном виде. Я. Д. Готман и Р. В. Нифонтов считают, что в такой же форме присутствуют молибден и редкие земли. Золото, по их мнению, связано с сульфидами, а также встречается в виде свободных частиц.

В окисленных частях пластов возникают дестенезит, железные, никелевые и кобальтовые охры, а также отенит.

Полагают, что первичное накопление рассеянного урана в глинах происходило сингенетически с формированием осадка. Уран при этом сорбировался из иловых растворов фосфатным веществом скелетов рыб. Дальнейшая концентрация урана связана с позднейшим переывом ранее отложенного материала и накоплением костного детритуса в отрицательных формах морского дна.

Упомянутые авторы считают, что для образования практически интересных концентраций урана необходимо, чтобы в костном детритусе были первоначально повышенные его количества. Существует также мнение, что сорбция урана костными остатками может повторно осуществляться и в стадию диагенеза после их переотложения в виде костного детритуса.

Некоторые исследователи полагают, что образование описанных урановых концентраций могло осуществляться и без повторного переыва детритусового материала (Якжин, 1960; Воробьев, Грушевой, 1966). По их мнению, формирование костных залежей происходило в непосредственной близости от мест массовой гибели рыб, на склонах локальных конседиментационных поднятий в пределах краевой части материкового склона. В качестве активного фактора, обеспечивающего сортировку костного материала, выступают морские течения.

К настоящему времени описанный вид урановых месторождений установлен в отложениях верхнекаменноугольного, нижнепермского, палеогенового и неогенового возрастов.

ПОДГРУППА 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ОБРАЗОВАННЫЕ МЕХАНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ КОНЦЕНТРАЦИИ (РОССЫПИ)

Месторождения данной подгруппы образуются в результате процессов механической концентрации устойчивых к фи-

зическому и химическому выветриванию радиоактивных минералов и являются широко распространенными.

В частности, к таким месторождениям относятся знаменитые монацитовые россыпи Индии, известны они также на Цейлоне, в Австралии, Бразилии, США и в ряде других стран. В подавляющем большинстве случаев они имеют комплексный урано-ториево-редкоземельный состав. Размеры месторождений и содержание в них металлов изменяются в широких пределах, но до самого последнего времени они в основном служили источниками тория и редких земель цериевой группы, извлекавшихся из монацита. Помимо монацита, в россыпях охотно концентрируется пирохлор, реже эвксенит, самарскит, торит, торрианит, бетафит и некоторые другие радиоактивные минералы.

В настоящее время методика получения монацитового концентрата весьма проста и обходится дешево. Это, а также простота обработки месторождений сделали возможным осваивать россыпи с низким содержанием монацита. Уран из монацитовых концентратов извлекается попутно с добычей тория и редких земель.

По условиям образования среди рассматриваемых месторождений выделяются два генетических типа: прибрежно-морские и аллювиальные россыпи.

ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПИ

Прибрежно-морские россыпи обычно имеют плейстоценовый или современный возраст. Коренным источником тяжелых минералов, в первую очередь монацита, являются граниты и связанные с ними пегматиты, гнейсы и мигматиты, подвергшиеся разрушению в условиях латеритного выветривания. Наиболее часто непосредственными источниками являются меловые и третичные осадки, играющие роль промежуточных коллекторов полезных компонентов. Исследования показали, что наиболее часто россыпи располагаются на высоте от 9 до 15 м над уровнем моря, встречаясь также как на современной волноприбойной террасе, так и на высоте до 75 м над уровнем моря. Э. У. Хейнрих указывает, что в основном плейстоценовые террасы богаче современных.

Более или менее значительные по масштабу россыпи могут накопиться только в тех случаях, в которых береговая линия сравнительно постоянная или изменяется медленно. Обычно они тяготеют к устьям рек. Типичной формой проявления этих месторождений являются узкие длинные полосы, протягивающиеся на десятки, а иногда и сотни километров вдоль современных пляжей. Мощность продуктивных слоев при этом незначительна и обычно не превышает 1 м. Известны

также россыпи на береговых валах или косах, особенно в устьях эстуариев, также на дюнах. Дюнные россыпи формируются в некотором удалении от берега и встречаются в тех участках побережья, где преобладают ветры с моря. Они, как правило, наиболее бедны по содержанию. Однако разработка некоторых из них является вполне рентабельной. Такие россыпи достаточно широко распространены в Австралии.

В. Н. Котляр приводит следующие наиболее характерные черты для данного типа месторождений:

- 1) высокая концентрация минералов тяжелой фракции, достигающая 80% от общей массы породы;
- 2) хорошая окатанность материала при малом размере зерен, редко превышающих 0,3 мм в поперечнике;
- 3) чередование слоев продуктивных и непродуктивных песков;
- 4) выход продуктивных слоев непосредственно на поверхность или перекрытие их маломощным (0,5—1,25 м) слоем непродуктивных песков;

5) постепенное выклинивание россыпей в сторону моря.

Наиболее яркими примерами прибрежно морских россыпей являются месторождения Индии и Бразилии.

Месторождения Индии. Монацитсодержащие россыпи известны во многих местах западного и восточного побережий Индостана. Наиболее крупные месторождения, в которых сосредоточена в настоящее время вся промышленная добыча, находятся в пределах штата Траванкур—Кочин (самая юго-западная часть полуострова), располагаясь на 17-километровом пляже близ Чавара и на пляже длиной 1,6 км у Манавалакуриги близ Новилама. Запасы этого района несколько превышают миллион тонн монацита (Вадия, 1958) при содержании в монаците ThO_2 —8—10,5% и U_3O_8 —0,2—0,46%.

Помимо пляжных россыпей развиты также дельтовые и дюнные. Меньшим распространением пользуются россыпи, связанные с возвышающимися баррами. Содержание урана в них обычно выше, а размеры самих россыпей больше.

Состав песков не постоянен и претерпевает сезонные изменения. В период летних муссонов волны уносят легкий материал, обогащая осадки минералами тяжелой фракции. Пески приобретают черный цвет и содержат до 80% ильменита, 4—6% циркона, 3—5% силлиманита, 4—6% рутила, 0—5% граната, 4—5% кварца и 0,5% монацита. Мощность этих черных песков к концу периода муссонов достигает 1—1,5 м.

Источником тяжелых минералов являются граниты и мигматиты кристаллического основания, из которых они перво-

начально накапливались в глубокой постплиоценовой коре выветривания. Важным вторичным источником служила третичная формация Варкалаи, обычно обнажающаяся в прибрежных районах. В Манавалакуриги, например, источником тяжелых минералов являются породы докембрийского комплекса. В Чаваре же они главным образом поступали из третичных осадков (Davidson, 1956). Тяжелые минералы переносились в море реками, накапливались в прибрежных отложениях, которые затем были приподняты и переработаны под действием волн. Формирование отдельных месторождений обусловлено изменением уровня местности и меандрированием рек.

На восточном побережье наибольшего внимания заслуживают россыпи района Андхра. Основным источником тяжелых минералов здесь являются пегматиты близлежащих возвышенностей. В периоды дождей тяжелые минералы сносятся многочисленными потоками в прибрежную зону. Затем этот материал перебивается и переотлагается морскими волнами. Наиболее крупные и богатые россыпи протягиваются узкой полосой вдоль современных пляжей на 260 км от Каменгапатна до Какинада. Длина отдельных россыпей составляет в среднем 45 м, ширина — около 6 м и мощность — около 1 м. Содержание основных компонентов в песках следующее: магнетит 30—50%, ильменит 2—36,2%, гранат — 2—15%, циркон 0,6—5,2%, монацит 0,6—3%. В настоящее время как источник урана эти россыпи не используются.

В целом суммарные запасы Индии оцениваются в 2 млн. тонн монацита, содержащего 150—180 тыс. т ThO_2 и около 15 тыс. т урана.

Месторождения Бразилии. Прибрежные россыпи Бразилии вытянуты полосой вдоль побережья Атлантического океана. Наиболее крупная зона россыпей протягивается почти на 280 км в пределах штатов Рио-де-Жанейро и Эспириту-Санту. Далее к северу в штате Байя известна вторая зона длиной в 64 км. Сведения по этим месторождениям приведены в работах Гилсона (Gillson, 1950); Лусиана Ж. ди Мореаса, 1958; Мак-Фейдена и Гедеса, 1958, и др.

Месторождения разрабатывались на монацит с 90-х годов прошлого столетия. В течение первой половины текущего века они дали примерно половину всей мировой добычи монацита.

Коренными породами района являются монацитсодержащие архейские граниты и связанные с ними пегматиты. В меловое время на этих породах образовалась мощная кора выветривания, обогащенная тяжелыми устойчивыми минералами. При последующем омоложении рельефа материал коры выветривания сносился в область шельфа. Здесь песок отмы-

вался от глинистых частиц, формировались меловые и третичные осадки с низким содержанием полезных компонентов. Позже в результате сбросообразования приморская часть берега опустилась, возник волноприбойный уступ. У его подножья под действием волн и произошла концентрация тяжелых минералов. В четвертичное время эти отложения были приподняты примерно на 5 м. Гиллсон выделяет здесь следующие типы россыпей: 1) приподнятые отмели; 2) приподнятые береговые валы; 3) современные отмели; 4) дюны.

Наиболее обильны и интересны месторождения в штатах Эспириту-Санту и Рио-де-Жанейро. Некоторые из них протягиваются почти на 2,5 км, при максимальной ширине в 20—50 м и мощности продуктивных песков до 4 м. Среднее содержание тяжелых минералов составляет 32%, местами поднимаясь до 40 и даже 75%.

Россыпь близ Гуаратаба в штате Баяя представляет собой вал длиной 5,6 км и шириной 25—200 м.

Содержание монацита в россыпях варьирует в широких пределах, в среднем оно принимается в 1—2%. Монацит содержит 5—6% ThO_2 и 0,15—0,25% UO_2 . Из прочих тяжелых минералов присутствуют циркон, торит, ильменит, ксенотим, изредка встречаются рубин и алмаз. Наиболее богатые месторождения относятся к типу береговых валов. Общие запасы монацита исчисляются цифрой около 1 млн. тонн.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Аллювиальные россыпи в промышленном отношении имеют несравненно меньший интерес, чем рассмотренные выше прибрежно-морские. Однако они пользуются широким распространением, и в них могут накапливаться значительные запасы урансодержащих минералов. Как и в предыдущем типе, аллювиальные россыпи образуются или за счет разрушения коренных интрузивных пород, или за счет перемива более древних осадочных образований, игравших роль промежуточных коллекторов устойчивых к выветриванию минералов. Основным полезным компонентом является монацит. Известны также аллювиальные россыпи пирохлора, алданита и некоторых других минералов.

Практика разработки монацитовых аллювиальных россыпей показала, что наиболее высокое содержание полезных компонентов имеет место в речниковых отложениях с относительно высоким содержанием глинистой фракции (до 20—30% от общей массы).

Содержание монацита в аллювиальных россыпях нередко достигает нескольких килограммов на кубический метр,

минимально-кондиционное же содержание составляет около 1 кг/м^3 .

Обычно аллювиальные монацитовые россыпи пространственно тяготеют к коренным источникам. Весьма же благоприятные условия для формирования промышленных россы-

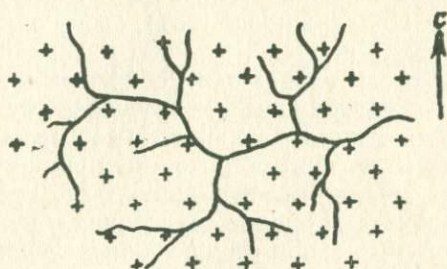


Рис. 34. Благоприятные условия накопления монацита в аллювии рек, размывающих монацитосодержащие граниты при большой водосборной площади речной системы (из книги А. А. Якжина, 1961)

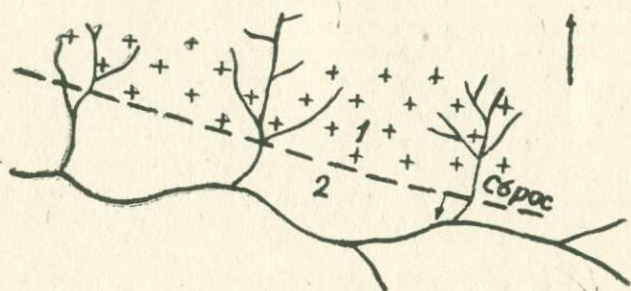


Рис. 35. Речная сеть, размывающая монацитосодержащие гранитоиды палеозоя (1). Накопление монацита происходит в депрессии, сложенной мезозойскими породами (2) (из книги А. А. Якжина)

пей возникают в том случае, когда речная система целиком находится в пределах монацитосодержащих пород, обладая большой водосборной площадью (рис. 34). Не менее благоприятны также условия, при которых полезный компонент из продуктивных пород выносится речными и временными потоками в недалеко расположенные депрессии (рис. 35). Подобные пролювиально-аллювиальные месторождения нередко характеризуются высоким содержанием монацита.

Довольно часто монацит накапливается в золотоносных и алмазоносных россыпях. Например, суммарные запасы монацита в подобных месторождениях Бразилии составляют 100 тыс. тонн; из них, по мнению Г. Бэйна (Bain, 1950), 50% являются извлекаемыми.

На страницах периодической печати сравнительно недавно (Котельников, Полуаршинов, 1967) была описана современная аллювиальная россыпь, рудный материал которой представлен плохо отсортированными обломками замещенных настураном альбитизированных пермских песчаников. Начинаясь от разрушающегося коренного месторождения, россыпь прослежена на 10 км вниз по реке, имея ширину от 40 до 60 м. Этот факт показывает, что в районах, где скорость эрозии опережает развитие процесса окисления, вблизи коренных месторождений могут при определенных условиях образовываться современные настурановые россыпи.

Класс III. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфогенные месторождения урана пользуются достаточно широким распространением, будучи в основном приурочены к областям щитов и древних платформ. По мере расширения геологических исследований их экономическое значение быстро и неуклонно возрастает. Достаточно сказать, что если еще в середине пятидесятых годов главные запасы урана капиталистических стран приходились на долю гидротермальных месторождений, то на сегодняшний день уже более 2/3 этих сильно возросших запасов принадлежат метаморфогенным месторождениям.

Недостаточная изученность поведения урана при метаморфизме, а также вообще сравнительно слабое до сих пор знание роли метаморфических процессов при рудообразовании явилось причиной того, что на происхождение даже наиболее крупных и лучше изученных представителей этого класса существуют весьма противоречивые точки зрения.

Можно надеяться, что развернувшиеся в последние годы исследования в этом направлении, а также более полный фактический материал позволят в ближайшее время преодолеть эти разногласия.

Все известные в настоящее время метаморфогенные урановые месторождения относятся к группе метаморфизованных, первично-осадочных образований. Что касается метаморфических месторождений, то они до сих пор достоверно неизвестны.

Главные признаки месторождений рассматриваемой группы В. С. Домаревым (1956) и В. Н. Котляром (1961) были сформулированы в следующем виде:

1. Близость вещественного состава руд с составом вмещающих пород при незначительной роли сульфидов в составе руд.

2. Приуроченность руд к метаморфическим толщам и преимущественно согласные формы рудных тел.

3. Преимущественно метасоматический характер отложения руд.

4. Приуроченность оруденения к складчатым структурам и связанным с ними трещинам и отсутствие рудоконтролирующих разломов.

5. Наличие стратиграфического контроля в пространственном размещении руд.

6. Обычное отсутствие окolorудных изменений.

Что касается ведущей минеральной формы урана в месторождениях рассматриваемого класса, то выделить таковую едва ли возможно, по крайней мере, на современном этапе изучения. Исследования показывают, что в одних случаях это урановая смолка и тухолит, в других — уранинит, в третьих — браннерит, а в некоторых, по-видимому, коффеинит. Учитывая большое разнообразие в ходе процессов формирования метаморфогенных месторождений, в зависимости от конкретной обстановки, может быть даже излишне и само стремление к выделению таких универсальных минеральных форм.

Среди месторождений класса, относящихся к группе метаморфизованных, согласно предложенной классификации, выделяется два основных генетических типа:

1. Месторождения в углисто- и кремнистоглинистых сланцах и других подобных породах.

2. Месторождения в древних конгломератах.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УГЛИСТО- И КРЕМНИСТОГЛИНИСТЫХ СЛАНЦАХ И ДРУГИХ ПОДОБНЫХ ПОРОДАХ

Относящиеся сюда месторождения, по сути дела, представляют собой осадочные морские образования, описанные в предыдущей главе, претерпевшие длительный региональный метаморфизм. С явлениями метаморфизма и следует связывать освобождение тонкодисперсного урана осадков и выпадение его в форме окислов. Р. В. Гецева (1957) указывает, что в рудах таких месторождений уран обычно бывает представлен остаточными урановыми чернями, возникшими в результате окисления дисперсных выделений урановой смолки. Имеются также указания (Мелков и др.) о наличии в таких месторождениях тухолита, развивающегося в виде линзочек и прослоев среди различных сланцев и кварцитов. Процессы метаморфизма нередко вызывают полимеризацию и карбонатизацию органических остатков, образование стяжений, конкреций и метакристаллов пирита, марказита, хлоритоида, пирофиллита и других минералов. Часто происходит серицитизация глинистого вещества. Типичными образованиями этого процесса являются альпийские жилки.

Урановая минерализация обычно пространственно связана с органическим веществом и с выделениями пирита. Рудные

тела характеризуются пластообразными формами и строгой стратификацией. Иногда их положение контролируется складчатыми структурами второго и третьего порядков. Вблизи таких пластообразных залежей часто возникают многочисленные небольшие жилки, содержащие урановую чернь или даже смолку. Образование таких метаморфогенных жилок хорошо показано Р. В. Гецевой. Упомянутый автор указывает также, что в черных сланцах оруденение контролируется по-слойными нарушениями и милонитизацией, а в слюдисто-глинистых сланцах и доломитизированных известняках — скоплениями пирита. В целом, по ее мнению, урановое оруденение данного типа приурочено к складчатым геосинклинальным областям и тесно связано с участками пород, испытавшими брекчирование или милонитизацию.

Р. В. Гецева предложила следующую схему формирования рассматриваемых месторождений в связи с общим развитием геосинклинали.

Первый этап соответствует средней стадии развития структуры и главной фазе складчатости. Этот этап выражается в перекристаллизации пород и дегидратации минералов. В качестве новообразований здесь появляются: доломит, кальцит, серицит, пирит. Уран теряет свою первоначальную связь с органическими соединениями, мигрирует и частично выделяется в виде диспергированных окислов.

Второй этап совпадает с конечной стадией развития геосинклинали, когда уже процессы складкообразования затухают и усиливается действие поровых растворов. В результате протекающих процессов метасоматоза происходит выделение окислов урана, марказита и продуктов окисления органических соединений. Осаждение окислов урана происходит на окисляющихся продуктах органических соединений и в местах концентрации пирита и марказита.

Третий этап характеризуется затуханием тектонических движений и появлением трещинных растворов. В этот период происходит цементация брекчий и образование альпийских жилок. Здесь возникают поздние генерации карбонатов, марказита и пирита. Образуются кварц, битум, графит, халькопирит. В альпийских жилках происходит незначительное образование окислов урана, выделяющихся на пирите.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДРЕВНИХ КОНГЛОМЕРАТАХ

В последние годы этот генетический тип урановых месторождений в ряде стран мира приобрел огромный практический интерес. В настоящее время примерно 60% всех запасов урана капиталистических стран приходится на долю древних ураноносных конгломератов. А, например, суммарные запасы

урана только в двух крупнейших месторождениях данного типа — Витватерсранде в Южной Африке и Блайнд-Ривере в Канаде — составляют более 300 000 т. Причем следует отметить, что перспективы увеличения запасов этих руд далеко еще не исчерпаны как в смысле расширения известных месторождений, так и в отношении возможности обнаружения новых рудоносных площадей. Большое площадное распространение рудной минерализации, огромные запасы металла и часто встречающаяся комплексность руд позволяют с успехом разрабатывать данные месторождения даже при низком содержании урана.

Помимо двух вышеупомянутых крупнейших урановых районов мира (Витватерсранд и Блайнд-Ривер) месторождения данного генетического типа известны также в Бразилии, Габоне (Экваториальная Африка), Австралии, Финляндии и в некоторых других странах. Из всех этих мест добыча урана в настоящее время началась только в Бразилии.

Все месторождения данного типа имеют много общих черт. Главными их особенностями считают: 1) приуроченность к краевым прогибам геосинклинальных зон или парагеосинклинальным областям, выполненными терригенными осадками; 2) принадлежность вмещающих отложений к верхнему структурному ярусу платформ; 3) конгломератовый состав рудоносных толщ; 4) пластовый характер оруденения; 5) отсутствие связи оруденения с тектоническими разломами и магматизмом; 6) своеобразный и сложный минералогический состав руд, уран в которых часто связан с золотом, торием и редкими землями и обычно сопровождается пиритом, марказитом, реже пирротином и некоторыми другими сульфидами. Весьма типична ассоциация урана с углеводородами.

Вопрос о генезисе этих месторождений весьма сложен и дискуссионен. Не решен он даже для давно известного и достаточно хорошо изученного представителя — Витватерсранда.

Все существующие разнообразия взглядов и воззрений на этот предмет могут быть сведены к двум взаимоисключающим гипотезам: гидротермальной и осадочно-метаморфогенной. В подтверждение правильности своих взглядов сторонники каждой из этих гипотез проводят ряд положений, главные из которых сведены в табл. 20.

Как будет видно из дальнейшего обзора крупнейших представителей этого типа, подавляющее большинство исследователей стоит на позициях осадочно-метаморфогенной гипотезы, хотя некоторые из ее положений выглядят совсем не так убедительно, как это кажется ее сторонникам. В частности, в свете современных представлений о роли метаморфизма в формировании рудных месторождений весьма трудно объяснить с позиций данной гипотезы сохранение мелких обло-

мочных зерен уранинита, а также и браннерита в присутствии интенсивно перекристаллизованных сульфидов.

С целью объяснения генезиса явно эпигенических проявлений урановой минерализации некоторыми исследователями (Н. Катаяма, 1959 и др.) была предпринята попытка при-

Таблица 20

Основные положения, выдвигаемые в качестве обоснования взглядов на генезис урановых месторождений в древних конгломератах

Гидротермальная гипотеза	Осадочно-метаморфогенная гипотеза
<ol style="list-style-type: none">1. Эпигенетический характер некоторых проявлений оруденения.2. Близость абсолютных возрастов уранинита из конгломератов и гранитов соседних с Витватерсрандом районов.3. Малая устойчивость уранинита к разрушению, чрезвычайная редкость его нахождения в современных россыпях.4. Присутствие в конгломератах кобальта и палладия (Витватерсранд), которые до сих пор известны только в гидротермальных месторождениях.5. Более высокое, чем обычно, содержание в конгломератах золота, а также примеси серебра в золоте (для Витватерсранда около 10%).6. Распространенность в природе гидротермальных месторождений, в которых золото ассоциирует с ураном, и общее геохимическое сходство оруденения конгломератов и гидротермальных месторождений.	<ol style="list-style-type: none">1. Широкое площадное распространение оруденения и приуроченность его к отдельным горизонтам и пластам конгломератов.2. Частая приуроченность оруденения к базальным горизонтам и нижним частям пластов конгломератов.3. Струйчатый характер распределения золота и приуроченность уранового оруденения к понижениям в фундаменте.4. Большая выдержанность пластов и горизонтов конгломератов по содержанию урана и золота, а также постоянство соотношений в них ряда минералов и элементов.5. Отсутствие всякой связи оруденения с разломами и приуроченность ураноносных конгломератов преимущественно к синклинальным структурам.6. Наличие в рудах не только уранинита, но и браннерита, концентрация которого возможна механическим путем.7. Бесспорно рассыпное происхождение осмистого иридия, хромита, а также окатанных зерен браннерита, с которыми ассоциирует уранинит, пирит и некоторые другие сульфиды.

влекать на помощь инфильтрационную гипотезу, проводя определенную параллель между условиями формирования Витватерсранда и японского месторождения Нингё-Тогё.

Таким образом, для окончательного решения этого сложного вопроса в руках исследователей нет еще достаточного

количества данных, хотя наиболее веские доводы все же имеются в пользу осадочно-метаморфогенной гипотезы.

Ниже приводятся описания двух наиболее крупных и лучше изученных районов развития древних ураноносных конгломератов: Витватерсранда и Блайнд-Ривера.

ВИТВАТЕРСРАНД

Широко известный золотоносный район Витватерсранд занимает большую площадь на территории южного Трансваля и Оранжевой республики. Начинаясь севернее Йоганнесбурга, рудоносные площади протягиваются в виде почти сплошной полосы в юго-западном направлении более чем на 350 км. Ширина полосы 75—50 км, а в отдельных участках превышает 100 км.

Первое сообщение о наличии в рудах какого-то радиоактивного вещества относится еще к 1915 г. Позже Купер (Cooper, 1923) определил это вещество как уранинит. Однако этому не было придано соответствующего значения, так как полагали, что уран в рудах присутствует в виде ничтожной примеси. Лишь в 1945 г. была организована ревизия золотых месторождений данной территории с целью выяснения перспектив ее ураноносности. Исследования Бейна и Дэйвидсона (Davidson, 1953) показали возможность извлечения урана в качестве побочного продукта и позволили оценить весь этот район как потенциальный крупный источник урана. В конце 1952 г. начала свою работу Первая объединенная урановая обогатительная фабрика.

В настоящее время рассматриваемая территория представляет собой одну из крупнейших урановых провинций мира. Запасы урана в ней исчисляются в сумме 314000 т. заключены они в комплексных рудах со средним содержанием урана 0,019—0,038%. В отдельных участках содержание достигает 0,1%. Экономически рентабельным на сегодняшний день является только комплексное извлечение из руд урана и золота.

Геологическое строение. Рудный район Витватерсранд занимает положение в южной краевой части древней Южно-Африканской платформы. Сложен он в основном докембрийскими образованиями, из которых наибольшее развитие имеют системы Витватерсранд и Доминион.

Стратиграфический разрез докембрийских отложений данной площади может быть иллюстрирован схемой (табл. 21), заимствованной из работы В. Н. Котляра (Котляр и др. 1963).

Архейские граниты и гранитогнейсы в рассматриваемом районе имеют сравнительно незначительное распространение,

Схема стратиграфического расчленения докембрийских образований Витватерсранда

Системы	Отделы	Свиты	Литологический состав
Трансвааль		Претория	Толща сланцев и кварцитов. Пласт андезитовых лав
		Доломитовая	Доломиты, известняки, кремни
		Блек-Риф	Кварциты и конгломераты с мало-мощными прослоями лав
Несогласие			
Вентерсдорп			Андезитовые лавы, кварцевые порфиры, брекчии и туфы с прослоями грубозернистых песчаников и конгломератами в основании
Несогласие			
Витватерсранд	Верхний	Кимберли-Эльсбург	Кварциты с двумя горизонтами конгломератов и сланцами в основании
		Мейн-Бёрд	Кварциты и гравелиты с конгломератами на нескольких горизонтах и слоем амигдалоидных лав в верхней части
	Нижний	Джепстаун	Сланцы с подчиненными кварцитами и прослоями амигдалоидных лав
		Гавермент-Риф	Переслаивающиеся сланцы и кварциты. Встречаются прослои конгломератов, гравелитов и тиллитов
		Хоспител-Хилл	Железистые сланцы и кварциты
	Несогласие		
Доминион-Риф		Верхняя	Кварцевые порфиры, риолиты, миндалекаменные лавы
		Нижняя	Кварциты и гравелиты с конгломератами вблизи основания
Несогласие			

Архейские граниты и кристаллические сланцы

развиваясь в виде отдельных выступов среди более молодых образований.

Они несогласно перекрываются широко развитыми породами системы Доминион-Риф, состоящей из двух свит. Наиболее древняя из них представлена базальными конгломератами, кварцитами и аркозовыми песчаниками, местами превращенными в кварцево-серицитовые сланцы и кварциты.

Верхняя свита существенно вулканогенная. В ее состав входят кислые эффузивы и туфы с прослоями сланцев, реже известняков. Эффузивы в нижней части имеют миндалекаменную текстуру. В основании системы или несколько выше выделяется горизонт металлоносных конгломератов с промышленным пластом Доминион-Риф. Мощность системы более 750 м.

Следующей более молодой стратиграфической единицей, залегающей также с отчетливым несогласием на вышеупомянутых породах, является система Витватерсранд (рис. 36). Породы системы не образуют сплошных выходов. На значительном протяжении они прослежены под перекрывающими их отложениями бурением и геофизическими работами. Наибольшая мощность системы достигает 7—8 км. Однако на отдельных участках она бывает сильно эродирована, в результате чего отдельные горизонты и свиты полностью выпадают. Например, согласно Дю-Тойту (1958) в Дальнем Западном Ранде и в районе Вествита предвентерсдорпская эрозия уничтожила большую часть верхнего отдела системы. В. Н. Котляр указывает, что значительные различия в мощности и составе пород системы Витватерсранд в разных участках могут быть обусловлены также внутренними перерывами в отложении, а также неровностью древнего рельефа.

В составе системы выделяется пять свит, распределяющихся между двумя отделами.

Наиболее древняя свита — Хоспител-Хилл мощностью от 900 до 1800 м состоит из трех горизонтов. Нижний горизонт Орендж-Гроув существенно кварцевого состава имеет мощность порядка нескольких сот метров. Местами он трансгрессивно залегает на породах архея и имеет в основании базальные конгломераты. Второй горизонт представлен красными пльчатými железистыми сланцами с прослойками кварцитов, обогащенных магнетитом и гематитом. В пределах этого горизонта выделяется два маркирующих пласта, из которых нижний характеризуется наличием волноприбойных знаков. Третий горизонт представлен зелеными кварцитами с прослоями сланцев. Зеленая окраска обязана присутствию в породе хромсодержащей слюдки типа фуксита. В основании горизонта встречаются линзы черных гравелитов.

Свита Гавермент-Риф залегает на предыдущей без видимого несогласия. Мощность ее колеблется в пределах 1200—1800 м. Представлена она перемежающимися кварцитами и подчиненными им железистыми и красно-бурыми сланцами с редкими линзовидными прослоями гравелитов. В некоторых из них встречается галька гранитов. Среди отложений

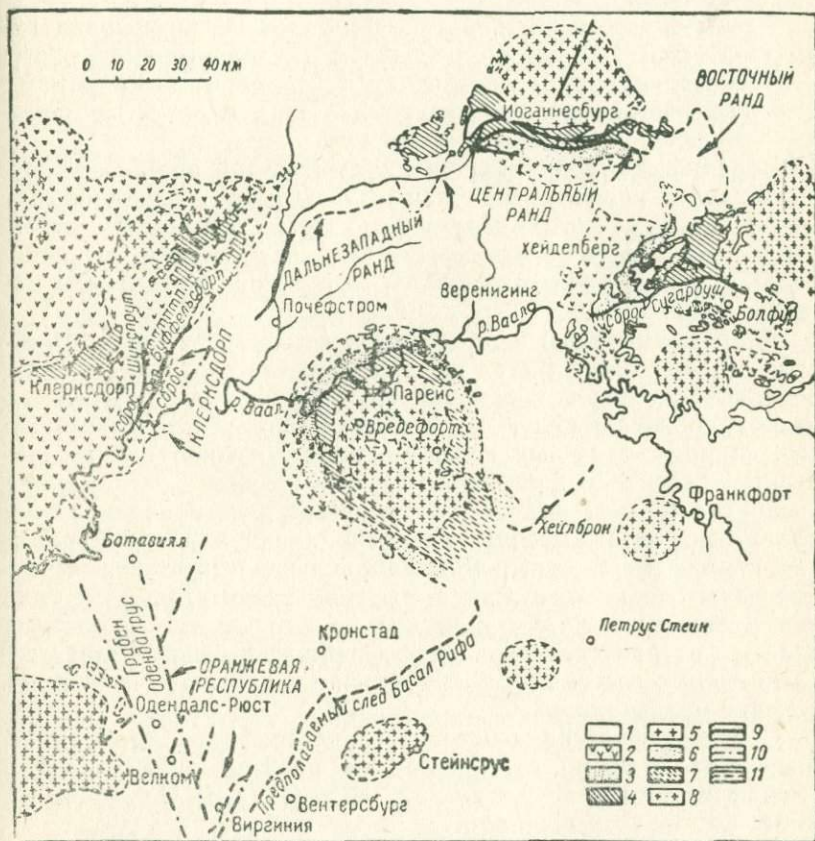


Рис. 36. Геологическая карта района Витватерсранда (по Дю-Тойту). 1—породы системы Карро; 2—лавы формации Вентерсдорп; 3—Верхний Витватерсранд; 4—Нижний Витватерсранд; 5—старый гранит; 6—Верхний Витватерсранд, перекрытый породами Карро; 7—Нижний Витватерсранд, перекрытый породами Карро; 8—старый гранит, перекрытый породами Карро; 9—сбросы; 10—предполагаемые сбросы; 11—выходы рифов на поверхность

свиты выделяются два горизонта тиллитов мощностью около 30 м каждый.

Заканчивается нижний отдел свитой Джепстаун, залегающей также согласно. Представлена она красноватыми сверху

и темно-зелеными внизу магнетитсодержащими сланцами с подчиненными прослойками кварцитов и линзовидными участками конгломератов. В средней части свиты выделяется маркирующий горизонт миндалекаменных основных эффузивов, зарегистрированный во многих участках рудоносной площади. Общая мощность свиты колеблется в пределах от 400 до 1100 м.

Таким образом, нижний отдел системы Витватерсранд характеризуется широким развитием вулканогенных пород и сравнительно слабым развитием конгломератов. Значительным распространением пользуются также железистые породы — железистые сланцы и кварциты.

Верхний отдел системы начинается свитой Мейн-Бёрд, отличающейся наиболее широким развитием металлоносных конгломератов. Свита является главной составной частью отдела. Мощность ее в целом весьма непостоянная, в центральном ранде равняется 2700 м, а в районе Вредефорта достигает 4500 м.

В пределах свиты выделяются четыре горизонта. Нижний — Мейн-Риф является наиболее выдержанным и металлоносным. Начинаясь красноватыми кварцитами, он выше по разрезу включает целую серию пластов олиго- или мономиктовых кварцево-галечных конгломератов и гравелитов. Подчиненным развитием пользуются темные сланцы. Конгломераты и сланцы нередко выполняют депрессии в подстилающих породах горизонта, имеющие характер каналов. Например, такие каналы меридионального направления известны в северной части Восточного Ранда, где при значительной глубине они достигают ширины в несколько сот метров. Некоторые пласты в пределах горизонта (Мейн-Риф-Лидер) залегают на нижних с несогласием, что говорит о перемыче и пересортировке материала.

Стратиграфически выше залегает горизонт Лидерс мощностью около 60 м, состоящий из пластов конгломератов (Рендфонтейн-Истейтс, Ван-Рин, Нью-Моддер). Горизонт не выдержан по всей площади.

Следующим является горизонт Бёрд-Риф, представляющий собой мощную пачку кварцитов, переслаивающихся с многочисленными тонкими прослойками мелкогалечных конгломератов. Мощность горизонта составляет несколько сот метров.

В верхней части свиты выделяется горизонт мощностью до 100 м, представленный мандельштейнами, подстилаемыми маломощным пепловым слоем, превращенным в хлорит и хлоритонд и перекрытым мощными кварцитами.

Верхним членом системы Витватерсранд является свита Кимберли-Эльсбург, состоящая из трех горизонтов. Нижний—

сланцевый горизонт мощностью до 150 м представлен преимущественно рutilсодержащими сланцами. В нижней и верхней частях пачки встречаются прослой кварцитов. Средний — конгломератовый горизонт (Кимберли-Риф) представлен переслаивающимися между собой слоями конгломератов с галькой различной величины. Верхний — по составу кварцито-гравелитовый (Эльсбург-Риф). Характерным для него является мощная толща косослойных кварцитов и гравелитов, среди которых встречаются пласты крупногалечных конгломератов, иногда с очень редкой галькой. Описанный разрез свиты развит не повсеместно, иногда отдельные члены его выпадают. Например, в Клерксдорпе отсутствует сланцевый горизонт, что дало основание Дю-Тойту говорить о наличии здесь местного перерыва.

На породах системы Витватерсранд трансгрессивно покоятся образования системы Вентерсдорп. Иногда они даже залегают на древних гранитах. Однако несогласное залегание наблюдается далеко не везде. Мощность отложений системы достигает 1800 м. По своему характеру отложения системы отчетливо делятся на две группы: осадочные и вулканогенные. Первые представлены конгломератами, гравелитами, аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами. Вторые — вулканическими брекчиями, кварцевыми порфирами, фельзитами, туфами и андезито-базальтами.

Осадочные породы преимущественно концентрируются в нижней части разреза системы. В основании всей толщи выделяется пласт кварцевых конгломератов (Контакт-Риф) мощностью 30—90 см. Обращает внимание плохая окатанность галек. В целом система изучена еще недостаточно.

Разрез докембрия описываемой территории венчается отложениями системы Трансвааль, которые характеризуются большой мощностью и значительным разнообразием пород. Залегание системы на более древних образованиях несогласное, хотя это устанавливается далеко не везде. Система делится на три свиты.

Наиболее древняя свита Блек-Риф мощностью до 30 м представлена базальными конгломератами, аркозовыми песчаниками, кварцитами и глинистыми сланцами. Конгломераты мелкогалечниковые, маломощные, слабовыдержанные по простиранию. В отдельных конгломератовых прослоях галька вентерсдорпских эффузивов. Конгломераты нерудоносны.

Следующая свита — Доломитовая — залегает на предыдущей согласно, достигая мощности в 2100 м. Как показывает название, сложена она в основном доломитами, иногда оолитовыми с подчиненными прослоями кремнистых пород и глинистых сланцев. За пределами описываемого района в верхней части свиты выделяется горизонт железистых кварцитов.

Заканчивается система отложениями свиты Претория, которые имеют огромную мощность (до 7200 м). Залегает свита трансгрессивно. В ее основании имеется горизонт базальных кварцево-галечных конгломератов. Состав свиты меняется в различных районах. На территории Витватерсранда она существенно сложена глинистыми сланцами, кварцитами, тиллитами и вулканогенными породами.

Более молодыми стратиграфическими подразделениями, последовательно сменяющими систему Трансвааль, являются системы Ватерберг, Матсол и Умкондо и далее системы Нама и Капская, относящиеся к нижнему и отчасти к верхнему палеозою. Однако образования указанных систем развиты за пределами рассматриваемой территории. На площади Витватерсранда из более молодых отложений наибольшим распространением пользуются породы системы Карру, которые, обладая большой мощностью, превышающей 1000 м, характеризуются почти горизонтальным залеганием. Представлены они ледниковыми отложениями, песчаниками, аргиллитами, базальтами и угленосными слоями. Все эти образования развиты преимущественно на юге области. В северной и северо-западной ее частях разрез заканчивается отложениями третичной системы Калахари.

В структурном отношении рассматриваемая область находится в пределах докембрийской складчатой зоны, расположенной в южной краевой части древнейшей Африканской платформы. Эта складчатая зона формировалась в течение длительного периода времени и обязана своим существованием предвентерсдорпским, предтрансваальским и послетрансваальским тектоническим движениям. Основной структурой района является огромная синклиналь, осложненная складчатостью высших порядков и разбитая многочисленными разрывными нарушениями. Ось этой структуры имеет общее юго-западное простирание. Из вторичных складок четко фиксируются следующие антиклинали: между Почефотромом и Вентерсдорпом, в пределах северного крыла основной структуры, в районе Хейдельберга, а также на площади между Вентерсдорпом и Хартебестфонтейном. Одна из вторичных синклиналей, выполненная отложениями Карру, выделяется западнее Восточного Ранда. Помимо пликативных дислокаций вторичного порядка основная структура еще осложняется наличием выступов древних гранитов. Таковыми, например, являются северный Кругерсдорпский и восточный Хейдельбергский выступы Южного Ранда.

Что касается разрывных дислокаций, то они также имеют различный масштаб и различных направлений. Наиболее крупными являются разломы северо-западного и близширотного направлений. Например, разломы Шугарбушский,

Кругерсдорпский и Дальне-Западный протягиваются на многие десятки километров. Меридиональные и северо-восточные нарушения, как правило, менее выдержаны.

Многие разрывные нарушения, развивающиеся параллельно простиранию пород, имеют характер надвигов и всбросо-сдвигов, часто со значительной амплитудой перемещения. Такковы многие разломы Центрального и Западного Ранда, в частности разлом Рифантейна, по которому древние граниты приведены в соприкосновение со свитой Мейн-Бёрд или даже с породами системы Вентерсдорп.

На основании данных по определению абсолютного возраста (Holmes and Cahen, 1957) формирование структуры Витватерсранда исчисляется цифрой около 700 млн. лет, и, по-видимому, наиболее правильно должно быть связано со складчатостью Лимпопо, с которой некоторые исследователи связывают и оруденение данной территории (Davidson, 1960).

Что касается интрузивного магматизма, то продукты его имеют широкое развитие на описываемой площади (рис. 37). В Витватерсранде и на прилегающих территориях выделяют следующие их возрастные группы: 1) граниты и гранитогнейсы архейского основания; 2) интрузии и дайки, подчиненные системе Витватерсранд; 3) образования Бушвельдского интрузивного комплекса; 4) послеватербергский комплекс основных и щелочных пород; 5) комплекс алмазоносных кимберлитов.

Рудоносность. Урановое оруденение Витватерсранда связано с протерозойскими золотоносными конгломератами, присутствующими в отложениях всех четырех систем (Домионион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп, Трансвааль). Значительно реже оно встречается в маломощных пластах пиритизированных кварцитов. Местами же урановая минерализация вместе с золотом обнаруживается в небольших кварцевых жилах, секущих рудоносные пласты.

Проведенные многолетние исследования показали, что основная масса промышленных пластов сконцентрирована в пределах системы Витватерсранд и преимущественно в ее верхнем отделе. В нижнем отделе известны только три пласта, представляющих промышленный интерес и входящих в состав свиты Гавермент-Риф.

Верхний отдел системы содержит большое количество пластов золотоносных и ураноносных конгломератов, группирующихся в пачки. Наиболее важными в промышленном отношении являются (снизу вверх): пачка Мейн-Риф свиты Мейн-Бёрд, а также пачки Кимберли-Риф и Эльсбург-Риф свиты Кимберли-Эльсбург. Самый нижний ураноносный пласт пачки Мейн-Риф носит название Карбон-Лидер. Он весьма

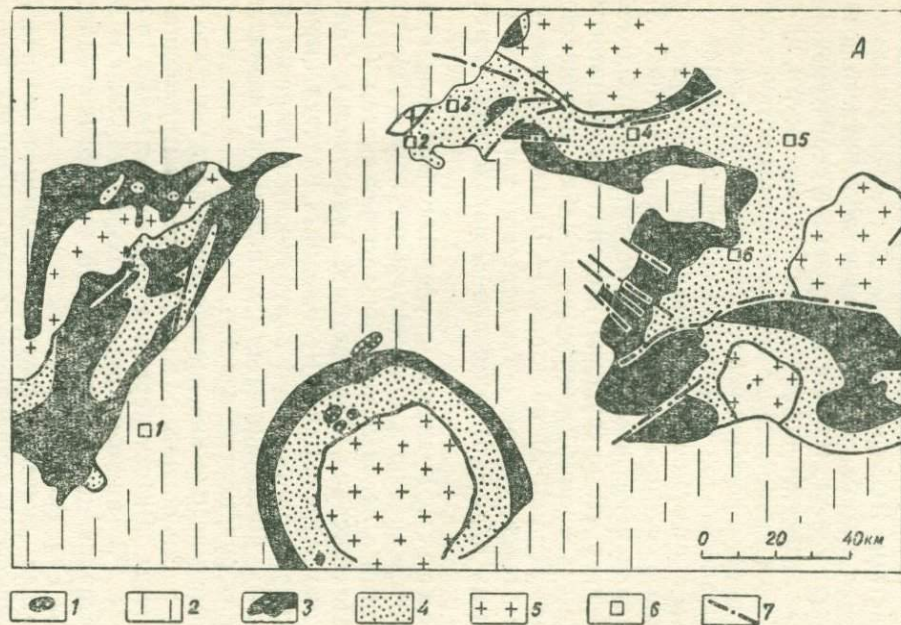


Рис. 37. Магматические проявления в районе Витватерсранд (по Дю-Тойту). 1 — щелочные породы; 2 — перекрывающие системы Карру и Трансвааль; 3 — основные эффузивы системы Вентерсдорп; 4 — терригенные отложения системы Витватерсранд; 5 — гранитоиды основания; 6 — центры рудных районов; 7 — тектонические нарушения

выдержан и состоит из прослоя углеродистого вещества мощностью до 1,5 м, залегающего в основании богатого углеродистым материалом кварцита, перекрытого тонким прослоем конгломератов. Урановое оруденение приурочено главным образом к прослою углеродистого вещества. Пласт Карбон-Лидер богат также золотом и развит только в пределах Дальнего Западного Ранда.

Другой весьма важный пласт рассматриваемой пачки — пласт Мейн-Риф развит в центральной и западной частях Витватерсранда и представлен хорошо сортированным конгломератом. Максимальная мощность его наблюдается в районе Вентерспоста, где она достигает 7,5 м.

Пласт Мейн-Риф-Лидер конгломератового состава отличается хорошей выдержанностью и прослеживается в центральной части, на востоке и на западе рассматриваемой территории. Залегает он на несколько метров выше пласта Мейн-Риф и часто с ним контактирует. Весьма характерным является плохая сортированность материала. Наиболее крупные гальки (до 7,5 см) обнаруживаются в самой нижней части пласта.

Пласт Саут-Риф является последним из наиболее значительных рудоносных членов пачки Мейн-Риф. Сложенный конгломератами он залегает примерно на 30 м выше пласта Мейн-Риф. Максимальная мощность его достигает 1,5 м.

Конгломератовая пачка Кимберли-Риф, главным образом в отношении золотоносности, занимает следующее место по значению после пачки Мейн-Риф. Общая мощность пачки порядка 150 м, причем главные промышленные концентрации расположены в основании пачки. К ним относятся пласты Мейн-Риф и Мейн-Кимберли-Риф Восточного Ранда, а также пласты Линдем-Боулдер и Хиршем Западного Ранда.

Конгломератовая пачка Эльсбург-Риф, занимающая наиболее высокое стратиграфическое положение в пределах системы Витватерсранд, является менее интересной в качестве источника золота и урана. В настоящее время только в одном месте (район Клерксдорпа) разрабатываются пласты Оркни-Рифа.

На рис. 38 дается сопоставление стратиграфических колонок системы из различных мест рассматриваемой территории с выделением ураноносных горизонтов.

Рудоносные конгломераты различных горизонтов системы Витватерсранд, имея местные отличия, характеризуются общностью целого ряда основных черт.

По внешнему виду все они представляют собой сероватую слабо метаморфизованную породу, состоящую из окатанной гальки, рассеянной в тонкозернистом цементе (рис. 39). Галь-

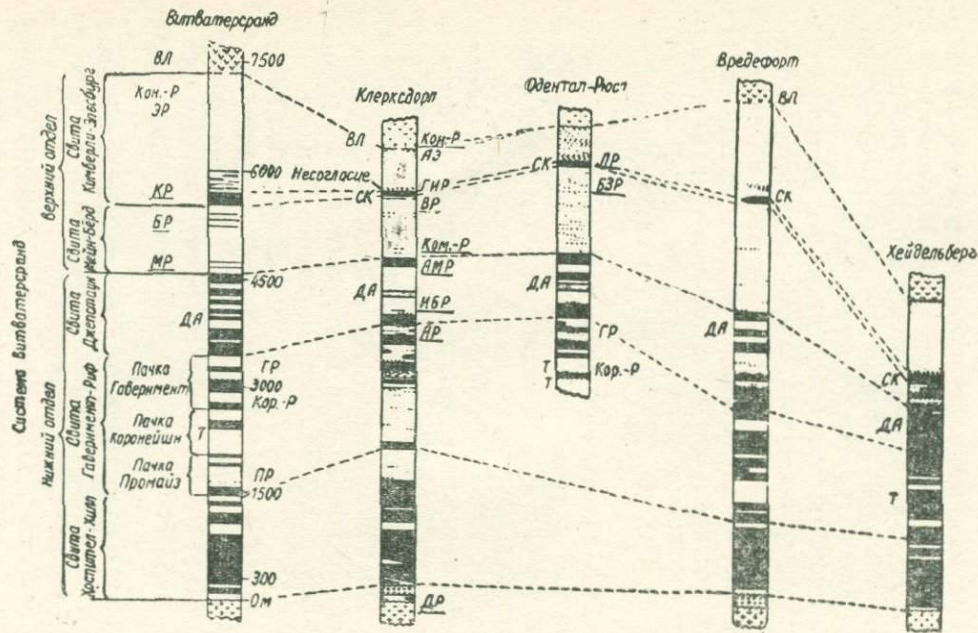


Рис. 38. Схема сопоставления стратиграфических колонок системы Витватерсранд, показывающая распределение по разрезу ураноносных горизонтов. Основные из них подчеркнуты (по Дю-Тойту с дополнениями других авторов). ВЛ — вентерсдорпские лавы; Кон.-Р — Контакт — Риф; ЭР — конгломератовая пачка Эльсбург — Риф; КР — конгломератовая пачка Кимберли — Риф; БР — конгломератовая пачка Берд — Риф; МР — конгломератовая пачка Мейн — Риф; ГР — Гавермент — Риф; Кор.-Р — Корнейши — Риф; Пр — Промайз — Риф; АЭ — Аппер — Эльсбург или Уестери — Риф; ГИР — Голд — Истейт — Риф; ВР — Вааль — Риф; Ком.-Р — Коммонсайдж — Риф; АМР — Ада — Мей — Риф; ИБР — Иннеф — Бейсин — Риф; АР — африкандер — Риф; ДР — Доминион — Риф; ЛР — Лидер — Риф; БЗР — Бейлз — Риф; ДА — амидалоид Джепстуан; СК — сланцы Кимберли; Т — тиллиты

ка преобладает кварцевая (светлые разности), реже встречается кварцитовая, кремнистого известняка и др.

Большая часть галек имеет уплощенную эллипсоидальную форму.

Цемент обычно серицито-кварцевый с хлоритом, хлоритом, мусковитом, пирофиллитом и др. Кварц обычно составляет 70—80% всей цементирующей массы. В некоторых участках пирофиллит является главным компонентом цемента, местами вместе с серицитом и хлоритом. Нередко в цемен-

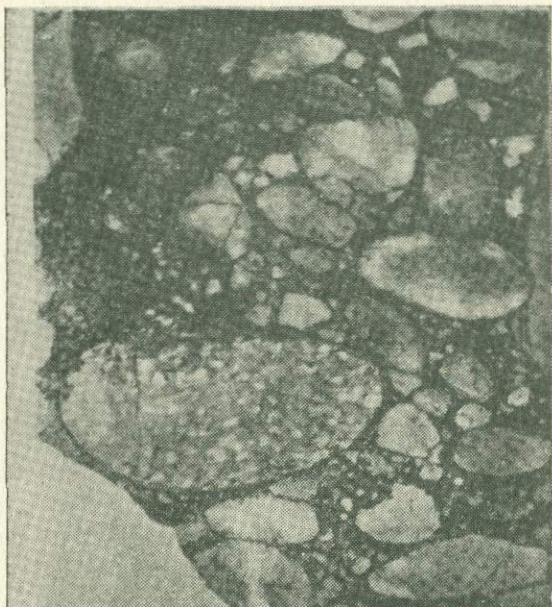


Рис. 39. Урансодержащие золотосные конгломераты Витватерсранда (по Дю-Тойту). Нат. вел.

те бывает высокое содержание сульфидов, главным образом пирита, который развивается в виде зерен неправильной формы, округлых желваков и отдельных кристаллов. Иногда встречаются пирротин, пентландит, галенит, сфалерит, халькопирит и другие сульфиды. Золото и урановые минералы присутствуют также только в цементе. В некоторых пластах роль цемента играет углеродистое вещество. Довольно часто обнаруживается присутствие хорошо сохранившихся детритовых зерен хромита, ильменита, осмистого иридия, образующего сростки с самородной платиной. Представление о минералогическом составе цемента различных горизонтов рудосных конгломератов дает табл. 22.

Минералогический состав цемента рудных конгломератов

Распространенность	Системы			
	Доминион-Риф	Витватерсранд	Вентерсдорп	Трансвааль
1	2	3	4	5
Преобладающие	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
	Хлорит	Серицит	Хлорит	Хлорит
	Серицит	Хлорит	Серицит	Пирит
	Пирофиллит	Пирофиллит	Пирофиллит	Угlistое вещество
	Хлоритоид	Хлоритоид	Хлоритоид	
	Пирротин			
	Пирит	Пирит	Пирит	Серицит
Распространенные	Золото	Золото	Золото	Золото
	Уранинит	Уранинит	Уранинит	Уранинит
	Урановая смолка	Тухолит	Тухолит	Урановая смолка
	Галенит	Урановая смолка	Урановая смолка	Сфалерит
	Сфалерит	Пирротин	Пирротин	
	Осмистый иридий			
	Халькопирит	Галенит	Галенит	Халькопирит
	Арсенопирит	Сфалерит	Сфалерит	Пирротин
	Касситерит	Халькопирит	Халькопирит	Галенит
	Монацит	Кобальтин		Осмистый иридий
	Шпинель	Линнеит	Пентландит	
	Гранат	Циркон	Осмистый иридий	
	Циркон	Цитролит	Циркон	
	Корунд	Осмистый иридий	Цитролит	
Редко встречающиеся или	Дистен			
	Тухолит	Монацит	Монацит	Тухолит

1	2	3	4	5
наблюдающиеся только в некоторых участках конгломератов	Хромит	Гранат	Ильменит	Циркон
	Рутил	Ксенотим	Рутил	Ильменит
	Кобальтин	Шпинель	Анализ	Хромит
	Ильменит	Касситерит	Кобальтин	Арсенопирит
	Марказит	Кальцит	Линнеит	Турмалин
	Танталит	Турмалин	Марказит	
	Пироклор	Рутил	Хромит	
	Молибденит	Атаказ	Гранат	
		Ильменит	Касситерит	
		Арсенопирит	Турмалин	
		Марказит		
		Герсдорфит		
		Миллерит		
		Кубанит		
		Троилит		
	Платина			
	Алмаз			

Ниже приводится характеристика наиболее распространенных минералов, в основу которой положены данные Дэвидсона (Davidson, 1953, 1957, 1958, 1960), Либенберга (Liebenberg, 1955, 1956, 1958, 1960), Рамдора (Ramdohr, 1954, 1958, 1959), Янга (Joung, 1931, 1955) и др.

Кварц составляет до 70—80% цемента. Выделяется два типа кварца: обломочный, основной и переотложенный. Последний обычно тонкозернистый и располагается между зернами обломочных минералов, в том числе и кварца.

Слюдистые минералы, представленные серицитом, хлоритом, хлоритоидом и пирофиллитом, образуют тонкощуйчатую смесь. В одних конгломератах они присутствуют примерно в равном количестве, в других — какой-либо из них является преобладающим. Наиболее часто господствующим слюдистым минералом является серицит.

Сульфиды. Как видно из табл. 22, этот класс представлен довольно многочисленными минеральными видами, причем для большинства из них характерны по крайней мере две генерации. Первая обычно связана с циклом седиментации, вторая же обязана своим появлением процессам переот-

ложения, обусловленными явлениями более позднего метаморфизма. По мнению Дэйвидсона, значительная часть сульфидов имеет гидротермальное происхождение. Наиболее широким распространением из всех сульфидных минералов пользуются пирит и пирротин.

Пирит, по данным Рамдора, развит в пяти формах проявления. Пирит первый — наиболее распространен, имеет обломочное происхождение. Проявляется в виде округлых и овальных зерен размером от $0,5 \times 0,5$ до 2×3 мм (рис. 40).



Рис. 40. Кварцевый конгломерат с пиритом (белое) в цементе. Ув. 2. (по Рамдору). Базальный конгломерат Блек — Риф, Дальне-Восточный Ранд

Пирит второй — развивается в виде новообразований на зернах обломочной разности, а также образует мелкие идиоморфные кристаллы среди основной массы цемента.

Пирит третий — представлен концентрациями, широко распространенными во всех конгломератах. Считают, что они возникли в период формирования последних.

Пирит четвертый — слагает прожилки в цементе, а также выполняет трещинки в гальке кварца.

Пирит пятый — самый поздний, встречается в виде тонких корочек и скелетных выделений, возникших позже вторичного золота.

Пирротин развит достаточно широко и обычно встречается в нижних горизонтах конгломератов. Он является типичным метаморфическим минералом, возникшим за счет пирита. Рамдор отмечает увеличение количества пирротина по мере приближения к контакту с изверженными породами.

Золото. Видимое золото редко встречается в конгломератах. Обычно оно очень тонкое и тесно ассоциирует с радиоактивными минералами. Наиболее характерной формой его проявления являются гроздевидные выделения. Встречаются также и единичные мельчайшие частицы, размером в тысячные, реже сотые доли миллиметра. Форма отдельных золотинок разнообразна: неправильная, зубчатая, округлая, овальная и др. Первая наиболее распространена. Иногда в конгломератах и в пиритсодержащих кварцитах обнаруживается золото в виде прожилков, например, в конгломератах из Саб-Нигель (Композит-Риф), Краун-Майнз (Мейн-Риф-Лидер) и Маривел (Композит-Риф).

Проведенные в течение многих лет исследования как будто с достаточной определенностью показывают, что золото в описываемом районе присутствует двух видов: вторичное и первичное.

Вторичное золото. Подавляющее большинство исследователей района пришло к убеждению, что главная масса золота имеет вторичный характер. В пользу этого приводятся следующие факты: 1) замещение золотом минералов основной массы цемента. Установлено, что наиболее часто замещению подвергается кварц, реже — слюдистые минералы; 2) заполнение золотом пустот в цементе и промежутков между минералами; 3) замещение золотом зерен обломочных минералов: пирита, осмистого иридия и др., а также выполнение в них пустоток и трещин; 4) тесная ассоциация золота с новообразованиями сульфидов — пирротина, халькопирита, сфалерита, пирита и явления их замещения.

Величина зерен описываемого золота от $0,001 \times 0,002$ до $0,07 \times 0,4$ мм. Наблюдения показали, что она в значительной мере зависит от размера зерен замещаемого минерала. Размер прожилков золота в гальке кварца достигает $0,03 \times 0,35$ мм.

Золото в основном характеризуется темной золотисто-желтой окраской, что говорит о низком содержании в нем серебра. В некоторых образцах золота спектральным анализом были обнаружены следы ртути.

Первичное золото встречается в виде единичных зерен размером от $0,002 \times 0,003$ до $0,06 \times 0,075$ мм, преимущественно округлой формы (рис. 41). На некоторых зернах видны корочки более поздних минералов — кварца, пирротина, пирита. В ряде случаев они тесно ассоциируют с овальными или округлыми зернами уранинита. По мнению Янга, Рамдора, Либенберга, Шарпа (Scharpe, 1952) и других, это золото является обломочным. Такие же исследователи, как Грейтон (Graton, 1930), Дэйвидсон и др., считают, что первичное золото отложено гидротермами.

Урановые и урансодержащие минералы. Эта группа достаточно многочисленна и представлена следующими минералами: уранинитом, урановой смолкой, браннеритом, тухолитом, цирконом, монацитом и лейкоксеном.

Уранинит является наиболее распространенным урановым минералом в конгломератах Доминион-Риф, Витватерсранд и Винтерсдорп. Разлит он обычно неравномерно в цементи-

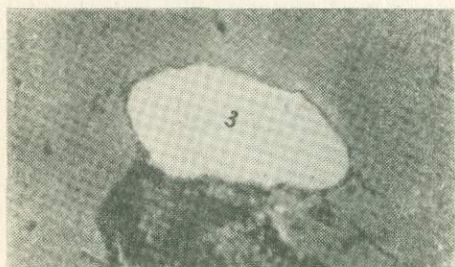


Рис. 41. Овальное зерно обломочного золота (3) в мелкозернистой серицитовой массе цемента. Ув. 400 (по Либенбергу) Вестер-Риф, Контакт

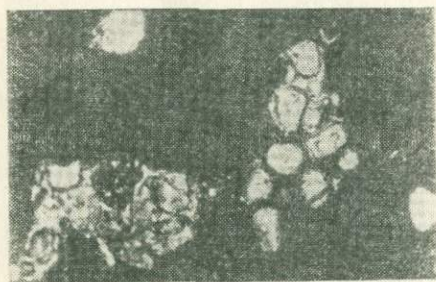


Рис. 42. Гроздевидные скопления овальных и округлых зерен уранинита в цементе конгломерата. Вокруг большинства зерен развит галенит. Ув. 50 (по Либенбергу)

рующей массе и представлен чаще в форме гроздевидных скоплений, нередко располагающихся вокруг кварцевых галек (рис. 42). Преобладающей формой самих уранинитовых зерен является овальная, реже округлая. Иногда встречаются полуугловатые зерна. Размеры зерен варьируют в очень незначительных пределах (от 75 до 100 мк), что указывает, по мнению Либенберга, на высокую степень сортировки материала. Часто описываемый минерал находится в тесной ассоциации с сульфидами и золотом (рис. 43), причем характер взаимоотношений указывает на более позднее происхождение последних. Обращает внимание тот факт, что зерна уранинита, покрытые оболочкой из сульфидов, обычно являются совершенно свежими, в то время как изолированные зерна, ничем не защищенные, нередко являются значительно измененными.

Это говорит о том, что процессы изменения развиваются после формирования переотложивших сульфидов и золота. Либенберг, тщательно изучивший тяжелую фракцию, установил, что уранинит в ней находится совместно с другими тяжелыми минералами цемента: монацитом, цирконом и хромитом. Более того, сравнивая форму уранинитовых зерен из кон-

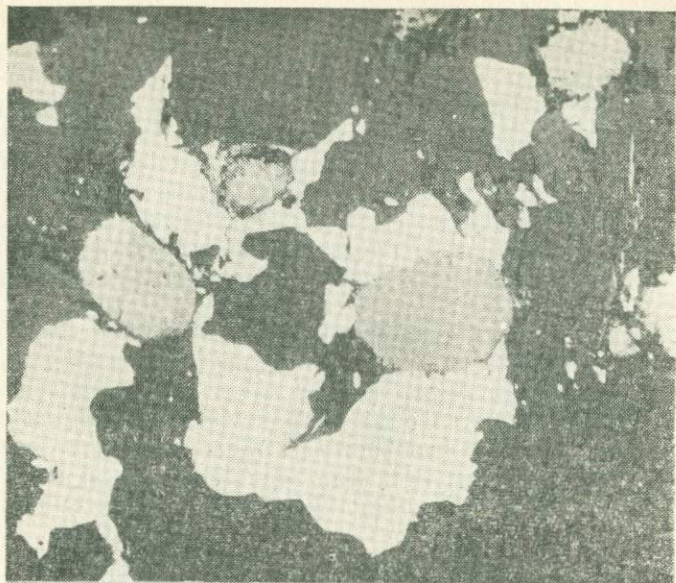


Рис. 43. Овальные зерна уранинита (светло-серое) в цементе конгломерата. Белое — золото, темно-серое-кварц. Ув. 80. (по Рамдору). Кимберли-Риф

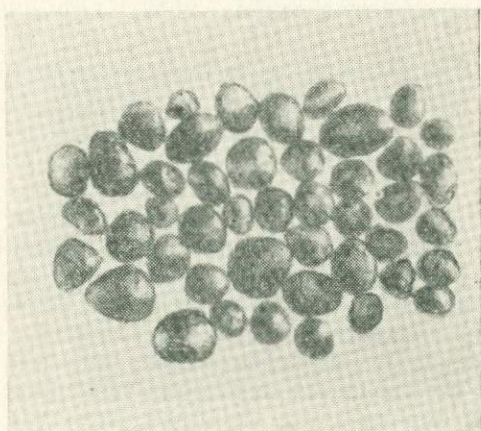


Рис. 44. Зерна уранинита из конгломератов системы Витватерсранд. Ув. 60. (по Либенбергу)

центратов с формой частиц уранинита, полученных Казном при обработке их на стирательной машине, упомянутый исследователь отмечает их большое сходство (рис. 44). Изложенный материал привел Либенберга и целый ряд других исследователей к убеждению в обломочном происхождении уранинита. Дэйвидсон и его сторонники считают, что описанный выше минерал является не уранинитом, а смолкой, и имеет гидротермальное происхождение. Проведенные рентгено-структурные исследования не смогли дать однозначного решения, так как межплоскостные расстояния обоих минералов очень близки, а характер дифракционной картины никем не приводится.

Урановая смолка (вторичный уранинит Либенберга) развивается преимущественно по ураниниту, выполняя в нем трещины и образуя каймы вокруг его зерен и выделений.

Иногда встречаются образования типа псевдоморфоз. Гораздо реже описываемый минерал образует самостоятельные скопления в массе цемента, выполняя промежутки между зернами кварца (рис. 45), циркона, хромита, пирита и обнару-

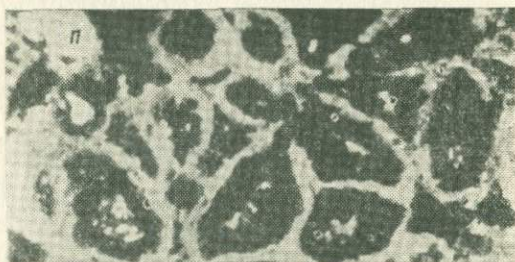


Рис. 45. Урановая смолка (светло-серое), развиваясь в цементе конгломератов, образует каймы вокруг зерен кварца. Белое — пирит. Ув. 50 (по Либенбергу). Белком. Бейзл-Риф

живая признаки частичного замещения последних. Смолка часто тесно ассоциирует с новообразованиями сульфидов: пиритином, пиритом, пентландитом и халькопиритом, причем все они нередко замещают смолку. Включения в ней золота также не является редкостью. Что касается галенита, то он здесь встречается в гораздо меньших количествах, чем в уранините. Наблюдается некоторая тенденция к концентрации урановой смолки в участках развития тухолита. Детальные наблюдения показали, что она здесь образует прожилки и пятна в зернах уранинита, включенных в тухолите, а также образует каймы вокруг выделений последнего. По физиче-

ским и оптическим свойствам вся описанная смолка никаких различий не обнаруживает. От уранинита отличается значительно большей химической активностью, что проявляется в ее более легкой выщелачиваемости. Как известно из отечественных руководств (Гецева, Савельева, 1956; Соболева, Пудовкина, 1957), некоторые существенные отличия смолки от уранинита могут быть получены и при рентгеноструктурном анализе материала по методу Дебая, несмотря на очень близкие размеры элементарной решетки обоих минералов. Они заключаются в том, что смолка по сравнению с уранинитом на рентгенограмме дает гораздо меньшее количество характерных линий, и они, как правило, гораздо слабее выражены. К сожалению, подобных наблюдений в отношении описываемого месторождения в литературе нигде не приводится.

Тухолит, как показали детальные исследования Либенберга, является весьма распространенным образованием в конгломератах системы Витватерсранд, а также в горизонтах Контакт-Риф и Блек-Риф. Часто он ассоциирует с золотом (горизонт Карбон-Лидер) и бывает приурочен к границе конгломератов и нижележащих кварцитов.

В конгломератах выделяют три типа тухолита: зернистый, массивный, столбчатый.

Зернистый тухолит является наиболее широко распространенным и обычно проявляется в виде округлых и овальных зерен. Как указывал Янг (Joung, 1917), поверхность этих зерен бывает покрыта еще более мелкими округлыми зернышками тухолита. Описываемая разновидность, как правило, бывает приурочена к нижним частям конгломератовых пластов, где она нередко концентрируется вокруг более крупных зерен кварца. Зернистый тухолит почти всегда содержит различных размеров включения уранинита, которые в большинстве случаев расцениваются как реликты замещения углеводородом. Исследования этих включений показали, что по своим свойствам они ничем не отличаются от описанных выше самостоятельных зерен уранинита. Это послужило для Либенберга основанием считать те и другие одновременными образованиями. В описываемой разновидности тухолита почти всегда присутствует урановая смолка, выполняющая трещины и полости в его зернах, а также образующая вокруг некоторых из них каемки. Подобно смолке часто развиваются сульфиды, нередко ассоциирующие с золотом. Причем золото является здесь более поздним. На рудниках же Президент Бранд и Меривел в тухолите были встречены овальные зерна осмистого иридия с золотом.

Столбчатый тухолит является менее распространенным. Мощность его прослоев в конгломератах не превышает 3,5 см. Наиболее значительный прослой, расположенный по контакту

кварцитов и конгломератов, был известен в пласте Карбон-Лидер и разрабатывался на руднике Бливоруитзихт. Характернейшей особенностью данной разновидности является наличие столбчатой текстуры.

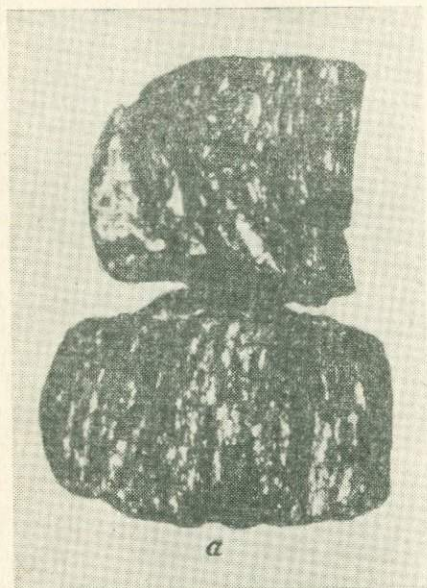


Рис. 46. Образцы столбчатого тухолита. Сульфиды и золото (белые участки) заполняют трещины и пустоты между вертикальными столбиками тухолита. Ув. 2 (по Либенбергу).
Карбон-Лидер

Столбики диаметром до 1 мм расположены взаимно параллельно и перпендикулярно поверхности пласта (рис. 46). Между столбиками нередко присутствует зернистый тухолит и золото. Многочисленные трещины в тухолите бывают выполнены урановой смолкой, сульфидами и золотом, причем последнее является более поздним минералом, а смолка — наиболее ранним. Местами золото образует самостоятельные включения в тухолите размером до $1 \times 2,6$ мм.

Не все прослои столбчатого тухолита богаты золотом. Рамдор считает, что под действием давления и растяжения столбчатый тухолит переходит в шестоватую или стеблевидную его разновидность.

Массивный тухолит состоит из агрегатов, плотно примыкающих друг к другу зерен. По границам зерен располагаются слюдястые минералы, урановая смолка, а также золото. Внутри их, как и у предыдущих, присутствуют остатки зерен уранинита. Кроме того, развиты прожилки и включения галенита, сфалерита, халькопирита, пирротина и пирита (рис. 47).

В зависимости от количества включений уранинита несколько изменяются некоторые физические и оптические свойства тухолита, что позволило Либенбергу выделить следующие три разновидности (в порядке уменьшения количества включений):

1) тухолит светло-кремово-коричневый. Обладает умеренным двуотражением в коричневых тонах и сильной анизо-

тропией с цветным эффектом от серовато-коричневого до темно-серого;

2) тухолит серовато-коричневый. Двуотражение слабое в тех же тонах. Анизотропия менее яркая тех же цветов;

3) тухолит темно-коричневато-серый до темно-серого. Двуотражения не видно, анизотропия слабая в серых тонах.

Результаты элементарного анализа тухолита из пласта Карбон-Лидер приведены на табл. 23.

Спектральным анализом в золе установлено присутствие значительного количества урана, некоторое количество железа, кремния, алюминия, магния, кальция и следы тория, стронция, бария, никеля, кобальта, хрома, серебра, золота и бора.

Рентгеноструктурные исследования



Рис. 47. Массивный тухолит. Золото (3) выполняет промежутки между зернами тухолита. Пятнистость тухолита обусловлена его изменением до сажистого вещества. Ув. 90 (по Либенбергу). Саус-Риф

Таблица 23

Элементарный состав тухолита из пласта Карбон-Лидер (рудник Блिवоруитзихт) из книги В. Н. Котляра и др. 1963

Компонент	Содержание
H ₂ O при 110°	0,38
С	7,68
Н	3,36
N	0,14
Зола	16,75
О	6,69
Сумма	100

показали, что углеводородная фракция тухолита рентгеноаморфна.

Распространенность различных типов и разновидностей тухолита показана в табл. 24.

Кроме тухолита в конгломератах установлено присутствие нерадиоактивного органического вещества, представленного аморфным углеводородом.

Браннерит установлен Рамдором в отложениях систем Доминион-Риф, Витватерсранд и в конгломератах горизонта Контакт-Риф. Наиболее часто он встречается в виде тонкозернистых агрегатов. Реже образует игольчатые и столбчатые формы. Развивается он обычно по анатазу, реже по рутилу, замещает также и уранинит. В последнем случае зерна ура-

нинита бывают покрыты корочкой браннерита. Установлены случаи замещения браннеритом тухолита.

Урансодержащий циркон сравнительно часто обнаруживается в составе цемента конгломератов, совместно с зернами обычного циркона и представлен, по-видимому, циртолитом. Наиболее обычна овальная или округлая форма зерен, встречаются отчетливо выраженные, правда в той или иной степени окатанные призматические кристаллы. Средние их размеры редко превышают 0,1 мм в поперечнике. Обращает внимание тот факт, что зерна циркона из конгломератов морфологически сходны с таковыми из россыпей.

Т а б л и ц а 24

Характеристика	Пласты конгломератов Доминион-Риф	Пласты конгломератов системы Витватерсранд	Конгломераты горизонта Контак-Риф	Конгломераты горизонта Блек-Риф
Распространенность	Встречаются очень редко	Широко распространены	Распространены	Широко распространены и не дают больших накоплений
Типы тухолита	Наблюдается тухолит всех видов, зернистый преобладает	Зернистый, столбчатый и массивный	Тухолит всех типов, преобладает зернистый	Зернистый и массивный тухолит
Разновидности тухолита	Присутствует тухолит первой и второй разновидностей	Наблюдаются все три разновидности тухолита, преобладает тухолит второй разновидности, несколько менее распространен тухолит первой разновидности, редко встречается тухолит третьей разновидности	Наблюдается тухолит всех разновидностей, наиболее развит тухолит второй разновидности	Встречается тухолит всех разновидностей, преобладает тухолит второй разновидности

Монацит довольно распространен в конгломератах Доминион-Риф, но редок в пластах системы Витватерсранд. Присутствует он в виде хорошо окатанных округлых или овальных зерен, по форме неотличимых от зерен из россыпей.

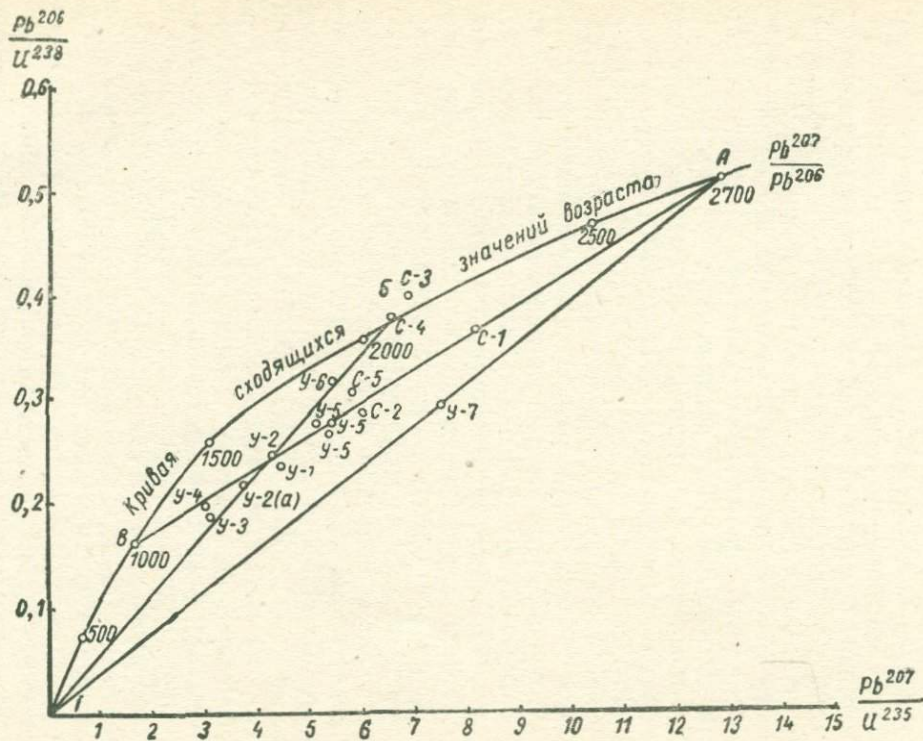


Рис. 48. Кривая сходимости значений возраста. А — возраст урановых руд Витватерсранда; Б — возраст раннего метаморфизма; В — возраст более позднего метаморфизма; Г — современный вынос свинца из руд Доминион-Риф

По данным Дэйвидсона (Davidson, 1960), в конгломератах среди хлорито-серицитовой массы цемента встречен другой монацит, развивающийся в виде хорошо ограненных кристаллов, размером до 3 мм в поперечнике, не несущих следов окатанности. Этот же монацит встречался в секущих прожилках. Судя по всему, этот монацит представляет собой новообразование, вероятно, связанное с процессами метаморфизма.

Урансодержащий лейкоксен довольно часто встречается в цементе конгломератов Вааль-Риф, где он присутствует в небольшом количестве. В настоящее время не известно, за счет какого минерала образовался лейкоксен. Правда, рентгеноструктурные анализы показали, что он принадлежит к рутиловому типу. Кроме того, в некоторых его зернах обнаруживаются мелкие включения первичного минерала, вероятно, рутила. Однако Либенберг предполагает, что этот рутил и сам не является первичным, а представляет собой продукт изменения бор и урансодержащего обломочного сфена.

Возраст уранового оруденения и генезис месторождений. К определению абсолютного возраста урановой минерализации района и окружающих пород давно уже проявляется большой интерес. Однако результаты этих определений у различных авторов колебались в довольно широких пределах, причем сами колебания различные исследователи объясняли по-разному. Например, Лоу (Louw, 1955) для их объяснения привлек соображения о возможном просачивании радона из уранинита, а также о возможной потере урана и радиогенного свинца. Дэйвидсон же эту причину видит в том, что в одних случаях анализу подвергаются продукты первичной минерализации, а в других — вторичной.

Из многочисленных опубликованных в настоящее время данных получается, что верхний предел возраста пород кристаллического фундамента (гранитогнейсы) соответствует 2700 млн. лет. Возраст же отдельных интрузий, прорывающих отложения серии Трансвааль, определяется в 2000 млн. лет. Следовательно, время формирования всей продуктивной толщи района, а также и последующих метаморфических преобразований находится в пределах 2700—2000 млн. лет. Этому же соответствуют все значения возраста, полученные по соотношению $Pb^{207} : Pb^{206}$, приведенные Лоу (табл. 25).

А. И. Тугаринов (1961), принимая возраст первичного накопления урана в 2700 млн. лет, сделал попытку определить время метаморфизма, используя для этого графический метод Аренса-Ведерилла. Из построенной диаграммы (рис. 48) получилось, что можно, по-видимому, говорить о двух этапах преобразования первичной урановой минерализации конгломератов. Первый датируется цифрой в 2000 млн. лет, второй

находится в пределах 900—1000 млн. лет. С приведенными данными хорошо согласуются результаты изучения изотопного состава галенитов, образовавшихся из радиогенного свинца, а также экспериментальные данные и имеющийся фактический материал на месторождениях. В частности, эксперименты показали (Тугаринов и др., 1961), что уранинит способен без существенных для себя изменений перенести воздействие значительных температур.

Таблица 25

Возраст урановых руд Витватерсранда (по Лоу)

№ образцов	Место взятия образца и его характеристика	Возраст в млн. лет по соотношениям изотопов			
		$\frac{\text{Pb } 207}{\text{Pb } 206}$	$\frac{\text{Pb } 206}{\text{U } 238}$	$\frac{\text{Pb } 207}{\text{U } 235}$	$\frac{\text{Pb } 208}{\text{U } 232}$
		С—1	Блеск-Риф. Концентрат	2640	2044
У—1	Западный Риф. Уранинит	2180	1391	1727	1732
С—2	Западный Риф. Концентрат	2375	1670	1997	1635
У—2	Меривейл. Уранинит	2035	1304	1595	—
У—2а	Меривейл. Уранинит с примесями	2030	1458	1698	—
С—3	Меривейл. Концентрат	2050	2199	2121	—
У—3	Фреддис. Уранинит	2000	1128	1456	1372
У—4	Уит-Нигель. Уранинит	1900	1182	1443	1543
У—5	Саб-Нигель. Уранинит	2215	1612	1875	2766
У—5а	Саб-Нигель. Уранинит с примесями	2200	1602	1861	2489
У—5б	Саб-Нигель. Концентрат	2230	1566	1864	1727
У—6	Бливоруитзит	2020	1826	1913	2868
С—4	Эливоруитзит	2060	2106	2072	2923
С—5	Баброско	2195	1782	1973	1284
У—7	Доминион-Риф	2730	1678	2200	3672

С — образцы тухолита; У — образцы уранинита.

В отношении генезиса золото-уранового оруденения рассматриваемой площади высказано много различных точек зрения. Почти все они могут быть распределены между двумя основными гипотезами:

1. Гипотеза гидротермального происхождения минерализации.

2. Гипотеза, рассматривающая золото-урановую минерализацию как первично-осадочную, испытавшую последовательно диагенез, эпигенез и метаморфизм.

Гипотеза гидротермального происхождения минерализации (золотой) была наиболее четко сформулирована и обоснована Эммонсом, Линдгреном, Грейтоном на ранних этапах изучения месторождения. В своих утверждениях они опирались на такие особенности рудного материала, как угловатая форма золотинок, замещение золотом кварцевых галек и пирита, присутствие в цементе конгломератов ряда сульфидов, серицита и хлорита, которые, по их мнению, могли иметь гидротермальное происхождение. В течение многих лет гидротермальная природа урановой минерализации данной территории наиболее энергично отстаивалась К. Ф. Дэйвидсоном. Этот исследователь свои соображения основывал на том, что урановые минералы, в частности уранинит, благодаря своей хрупкости и легкой разлагаемости в условиях дневной поверхности не могут быть продуктами механического переноса. Поскольку золото находится в постоянной ассоциации с ураном, то и для него не может быть применен седиментационный генезис. В защиту гидротермальной гипотезы Дэйвидсоном приводились следующие положения:

- 1) отсутствие современных промышленных россыпей уранинита;
- 2) несоответствие состава устойчивых отложений минералов рифов и пегматитов прилегающих районов Африки, следовательно, эти пегматиты не могли быть источником детритового материала рифов;
- 3) близкое геохимическое сходство рифов с гидротермальными месторождениями;
- 4) большая разница между распределением радиоактивности по различным породам Витватерсрандской геосинклинали и распределением, установленным для нормальных осадков в различных частях мира.

Гипотеза первично-осадочного происхождения рассматриваемой минерализации, испытавшей в последующем интенсивный метаморфизм, является общепринятой для местных геологов; на ее основе ведутся там все поисково-разведочные работы. В последнее время она интенсивно развивается в работах таких тонких исследователей и знатоков Ранда, какими являются Либенберг и Рамдор. На этих же позициях стоят Бейн (Baip, 1950, 1955), Нэл (Nel, 1958, 1960), Шарп (Sharpe, 1959) и многие другие.

Следует отметить, что далеко не все исследователи, стоящие на позициях данной гипотезы, одинаково представляют себе процесс формирования оруденения. Так, например, одни считают, что месторождения являются измененными россыпями, уранинит в которых — детритовый материал. Другие полагают, что уранинит отлагался из вод бассейна в виде коллоидного осадка. Третьи связывают появление уранинита в конгломератах с явлениями сорбции его торфяниками континента и последующим сносом. Наконец имеются взгляды,

связывающие урановую минерализацию с процессом глубоинной или поверхностной инфильтрации.

Что касается самих рудовмещающих конгломератов, то их природа различными исследователями также рассматривается по-разному. Одни считают их морскими береговыми отложениями, другие — речными отложениями пойменных долин, третьи — дельтовыми отложениями, а четвертые — пролювиальными отложениями подножий склонов.

Весьма интересны в этом отношении выводы, сделанные Бейном. Этот исследователь утверждает, что размер галек в большинстве рифов, распределение и содержание компонентов во многих случаях не согласуется с их морским россыпным происхождением, а более подходит для аллювиальных условий. Наблюдения показали, что в плоскости пласта конгломерата рудные минералы приурочиваются к определенным струям длиной до 1500 м и шириной до 300 м. Причем гальки своей вытянутостью ориентированы вдоль длинной оси струй. Эти струи, по-видимому, обусловлены наличием древних русел, врезавшихся в породы Витватерсранда. Бейн считает, что эти образования аналогичны руслам, хорошо известным в пределах конгломератов Шайнарампа на плато Корадо.

Богатые скопления тяжелых минералов в свитах Кемберли-Эльсбург и Контакт-Риф характеризуются поперечным распределением, что типично для бассейнов речного типа. Это же подтверждается наличием косой слоистости, показывающей направление потока на северо-запад, и концентрацией тяжелых минералов у плотика. Исключением, по мнению Бейна, являются отложения Доминион-Риф, для которых характерны все особенности морской россыпи.

Большинство южноафриканских геологов придерживается теории видоизмененной россыпи и считает, что в процессе формирования россыпи наряду с золотом и уранинитом происходило обильное накопление магнетита. Затем циркулировавшие по пласту сульфатные растворы превратили магнетит в пирит и пирротин, а также частично переотложили золото. Угловатая форма золотин, по их мнению, обязана воздействию давления на пластичное золото, находящееся среди зерен более твердых минералов. Главным аргументом, на который опираются сторонники россыпной теории, является то, что золото находится только в конгломератах и главным образом в основании пластов, где оно часто ассоциирует с типичными россыпными минералами, такими, как циркон, монацит и другие. Сторонники этого взгляда считают, что образовавшиеся россыпи в дальнейшем подверглись интенсивному метаморфизму, обусловившему некоторое перемещение рудного материала и преобразование его состава.

Взгляд о первично-осадочном хемогенном происхождении уранового и золотого оруденения, наиболее четко сформулированный Симпсоном (Simpson A. O., 1952, 1953), заключается в том, что привнос урана и золота в бассейн осуществлялся в форме истинных или коллоидных растворов в период формирования конгломератов. Уран выделялся из растворов в восстановительных условиях, на существование которых, по мнению автора, указывает наличие пирита и органического вещества. Присутствием органики в связи с процессами последующего метаморфизма объясняется возникновение тухолита.

Мак-Грегор (Mac Gregor, 1953), являющийся представителем сорбционной теории, предполагает, что отложение урана происходило в бассейне, окаймленном торфяными болотами. Торф сорбировал уран из проточных вод, который затем одновременно с галькой кварца выносился ливнями в бассейн, где и отлагался. Золото, по его мнению, также поступало в бассейн в растворенном виде, где отлагалось в восстановительных условиях одновременно с ураном.

Тот же Мак-Грегор и некоторые другие исследователи считали возможным вынос золота и урана в бассейн подземными минерализованными водами. Оба этих компонента при определенных условиях могли осаждаться и сорбироваться в цементе галечника.

Наконец, известны высказывания, пытающиеся примирить обе гипотезы. Например, Михолич (Miholic, 1954), считающий рудоносные конгломераты Ранда прибрежно-морскими, концентрацию в них урана связывает с жизнедеятельностью организмов, создавших восстановительную обстановку, благоприятную для его осаждения. Образование же золота, по его мнению, обязано деятельности более поздних гидротермальных процессов.

Дискуссию о происхождении золото-уранового оруденения Витватерсранда нельзя считать законченной и сейчас. Например, совсем недавно Ч. Ф. Дэйвидсон (1965) признал ошибочной так горячо им отстаиваемую гидротермальную гипотезу. Он высказал предположение о том, что золото-урановая минерализация Ранда вполне могла быть создана грунтовыми водами глубокой циркуляции. Рудный материал при этом заимствовался ими из вышележащих толщ при нисходящем движении. Достигнув соответствующих глубин и приобретя значительную температуру, растворы устремлялись вверх по сравнительно «открытым» конгломератовым рифам, в более холодных зонах которых и происходило отложение металлов. Процесс этот, по мнению Дэйвидсона, протекал очень медленно и мог затянуться на многие миллионы лет, пока окружаю-

щие породы не потеряли своей проницаемости в результате регионального метаморфизма.

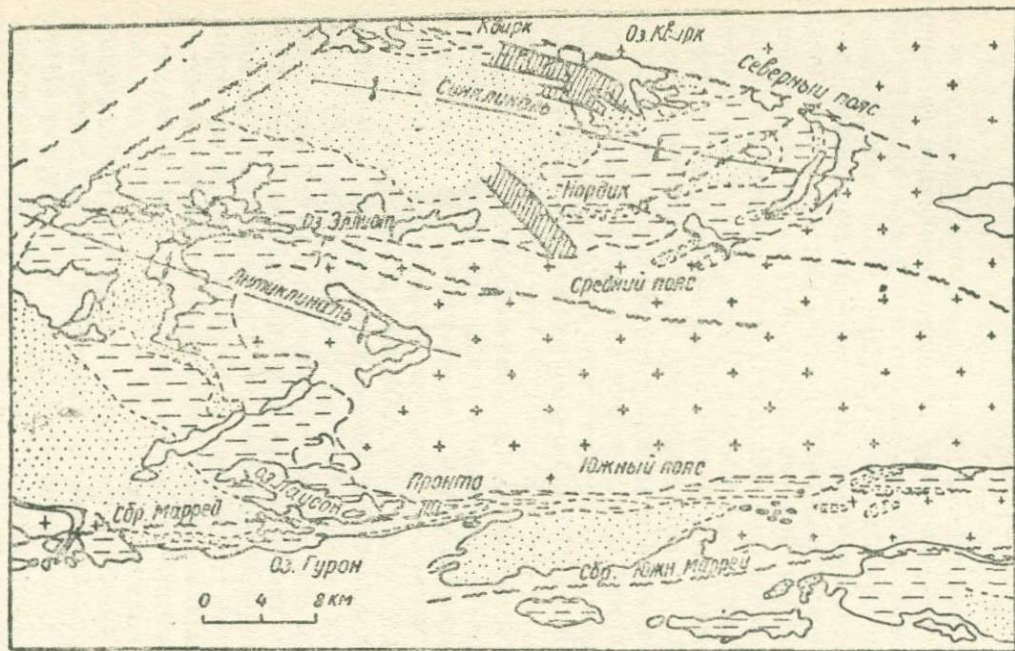
Отложение металлов в верхних горизонтах могло совпасть не только с метаморфизмом, но и с магматизмом. В этом случае возраст оруденения совпадал с возрастом указанных процессов.

БЛАЙНД-РИВЕР

Другой крупнейший район ураноносных конгломератов — Блайнд-Ривер находится в южной части провинции Онтарио (Канада) и расположен на северном побережье озера Гурон, примерно в 160 км западнее г. Сёдбери. Этот район давно привлекал к себе внимание вследствие золотоносности конгломератов. Впервые радиоактивность в них была установлена в 1949 г., будучи приуроченной к интенсивно выщелоченной лимонитизированной породе. Однако проведенное опробование показало очень низкое содержание урана. Открытие района связывается с именем геолога Фрэнка Р. Джубина, который в 1953 г., проанализировав полученный геологический материал, пришел к выводу о возможности обнаружения значительных концентраций урана на глубине. Проверка бурением полностью подтвердила это предположение, вскрыв промышленное урановое оруденение в пиритизированных кварцево-галечных конгломератах. Развернувшиеся затем поисково-разведочные работы в короткий срок значительно расширили границы оруденения и выявили расположение основных рудных площадей. На севере это рудная зона Квирк, в центральной части — рудная зона Нордик, на юге — месторождение Пронто (рис. 49). Общие запасы урана в них составляют около 300000 т. Среднее содержание урана в рудах принимается в 0,085%. Весьма характерным для руд района является повышенное содержание в них тория. Среднее содержание данного элемента находится в пределах 0,02—0,04%, что примерно только в 3 раза ниже содержания в рудах основного компонента — урана. Общие запасы тория предположительно можно оценить цифрой в 100000 т. В целом руды благоприятны для переработки, так как допускают низкий расход кислоты.

Геологическое строение. Геологическое строение района изучалось Абрахамом (Abraham, 1953), Бетманом (Bateman, 1955), Коллоинсом (Collins, 1925), Хартом (Hart, Harper, 1955), Холмсом (Holmes, 1956, 1958), Роско (Roscoe, 1957) и другими.

Описываемый район в основном сложен докембрийскими образованиями, среди которых выделяют три разновозрастных комплекса: архейский, гуронский и кьюиноуский.



Условные обозначения:

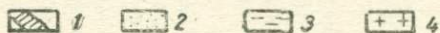


Рис. 49. Геологическая карта района Блайнд-Ривер (по Бетману). 1 — контуры месторождений; 2 — отложения серии Кобальт; 3 — отложения серии Брюс; 4 — граниты, гнейсы и зеленокаменные породы архея

Архейские образования представлены зеленокаменными породами и сланцами серии Тимискаминг и прорывающими их гранитами и габбро. Среди пород серии иногда встречаются сильно метаморфизованные конгломераты, пложение которых в разрезе неясно.

Отложения гуронского комплекса (системы), относимые к нижнему протерозою, залегают с резким угловым несогласием на подстилающих породах. Они пользуются здесь весьма широким распространением, и их разрез является эталонным для всего Канадского щита. В настоящее время имеется несколько схем расчленения гуронских отложений, наиболее известные из которых приведены в табл. 26.

Т а б л и ц а 26

Схема Коллинса		Схема Роско		Схема Харта, Харпера и др.	
серии	формации и свиты	группа	формация	отделы	формация
Кобальт	Лоррейн	Данлоп	Гоуганда Серпент	Верхний	Лоррейн
	Гоуганда Серпент			Гурон	Гоуганда Кварциты Серпент
	_____				Известняки Эспанола Граувакки
Эспанола	Эспанола	Квирк	Эспанола	Средний	Эспанола
	_____			Гурон	Известняки Брюс
Брюс	Брюс	Миссиссаги	Брюс	Нижний Гурон	Конгломераты Брюс
	_____		Тен-Майл		Верхний Миссиссаги
	Миссиссаги		Виски		Средний Миссиссаги
	_____		Эллиот		Нордик Матиненда

В изложении стратиграфии нами принята схема Коллинса с некоторой детализацией нижней части системы по Роско.

Наиболее древним членом гуронских отложений является серия Брюс. Необходимо отметить, что, несмотря на резко несогласное залегание серии на нижележащих породах, в ряде случаев зарегистрирован постепенный переход между ними, объясняющийся наличием горизонта метаморфизованных продуктов догуронской коры выветривания. По данным Холмса (Holmes, 1956), на участке месторождения Пронто имеется переходная зона, представленная аргиллитами, аркозами и валунными конгломератами, которые образовались в результате перемыва древней коры выветривания.

В основании рассматриваемой серии находится формация Матиненда, сложенная грубозернистыми кварцевыми песчаниками, пловощпатовыми кварцитами, аркозовыми песчаниками и пиритизированными кварцево-галечниковыми конгломератами. Характерная зеленовато-серая окраска конгломератов объясняется наличием в их цементе серицита и хлорита. Указанные конгломераты обычно тесно ассоциируют с желтыми средне- и грубозернистыми аркозовыми песчаниками. Последние при определенных условиях могут рассматриваться в качестве поискового признака на рудные конгломераты. Для отложений формации в целом характерна параллельная слоистость, хотя местами известна и косая с ориентировкой, указывающей на снос материала с севера.

В некоторых местах района, в верхней части формации встречена пачка непиритизированных полимиктовых конгломератов и грубообломочных граувакк. Вследствие местного размыва иногда указанные конгломераты залегают непосредственно на породах архея.

Состав описываемой формации непостоянен и чрезвычайно изменчив даже на коротких расстояниях. Однако замечено, что на севере района количество грубообломочного материала больше, чем на юге. Мощность формации также весьма изменчива. Минимальная (20—30 м) наблюдается на севере, в районе озера Квирк. Максимальная (210 м) установлена в средней части района у оз. Эллиот (рис. 50). К югу она опять уменьшается и на месторождении Пронто не превышает 100 м. Кроме того в отдельных местах района наблюдаются резкие местные колебания мощности, обусловленные неровностями архейского фундамента, которые оказывают большое влияние на распространение ураноносных конгломератов.

В настоящее время известны три основные депрессии фундамента, имеющие северо-западное простирание и соответствующие вышеназванным рудным зонам. В пределах депрессий ураноносные конгломераты имеют значительно более широкое распространение, чем на окружающей площади, и часто характеризуются промышленными мощностями.

Вследствие этого все действующие рудники находятся в пределах указанных депрессий. Что касается природы депрессий, то большинство исследователей склонно связывать их образование с деятельностью догуроновских палеопотоков, хотя характер последних в настоящее время еще недостаточно ясен.

Формация Нордик, представленная переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и граувакками, развита в южном крыле синклинали Квирк-Лейк (рис. 50) и является фациальной

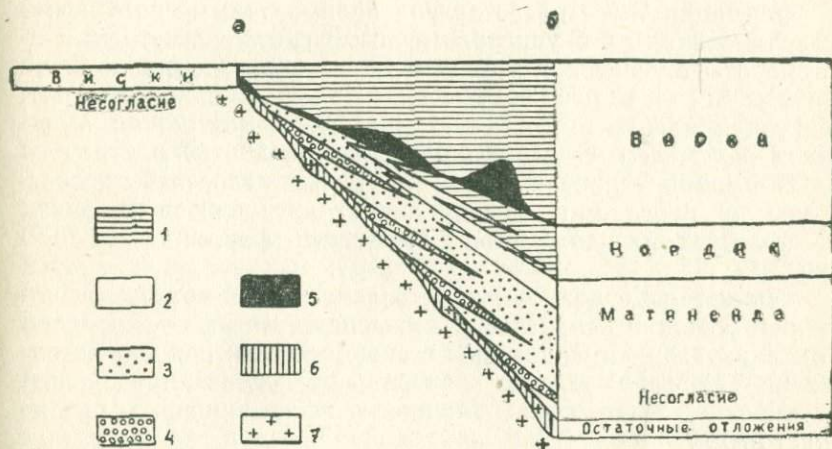


Рис. 50. Характер налегания металлоносной толщи на подстилающие породы (район Блайнд-Ривер), по С. Роско. а — разрез района Квирк-Лейк; б — разрез района Эллиот-Лейк. В колонках слева и справа даны названия формаций. 1 — аргиллиты, алевролиты, граувакки; 2 — полевошпатовые кварциты, субграувакки; 3 — гравелиты, грубозернистые полевошпатовые кварциты, аркозы; 4 — олигомиктовые кварцево-галечные конгломераты; 5 — полимиктовые валунные конгломераты; 6 — остаточные продукты выветривания гранитов и зеленокаменных пород на догуронской эрозионной поверхности; 7 — зеленокаменные породы и граниты (догуронские)

ным аналогом верхних горизонтов формации Матиненда. Верхняя часть разреза обычно обогащена аргиллитами и алевролитами, нижняя — граувакками. Максимальная мощность формации не превышает 100 м. К северу, постепенно уменьшаясь в мощности, формация замещается кварцитами и песчаниками формации Матиненда.

Формация Виски в большинстве случаев залегает согласно на вышеописанных отложениях. По составу она очень близка формации Нордик. В основании формации на большей части площади покоится прослой базальных полимиктовых конгломератов мощностью до 60 м. Цемент конгломератов

состоит из глинистого и грауваккового материала, местами пиритизирован. В этом случае конгломераты слабо радиоактивны. Средняя мощность формации 180 м, и только в районе месторождения Пронто она уменьшается до 12—15 м.

Формация Тен-Майл сложена в основном полевошпатовыми кварцитами, сходными с кварцитами формации Матиненда. В основании и кровле формации встречается несколько маломощных прослоев радиоактивных пиритизированных кварцево-галечниковых конгломератов. Мощность формации в среднем 400 м в значительной степени изменчива.

Формация Брюс представлена полимиктовыми валунными конгломератами и крупнообломочными граувакками. Эти конгломераты по внешнему виду и составу напоминают конгломераты Виски, отличаясь от них большей однородностью. Контакт с кварцитами нижележащей формации резкий. Мощность описываемых отложений составляет 20—60 м.

Формация Эспанола состоит из белых полосчатых известняков с прослоями известковистых алевролитов, граувакк и ожелезненных доломитов. Мощность формации от 150 до 230 м.

Формация Серпент сложена белыми мелкозернистыми полевошпатовыми кварцитами, содержащими редкие прослойки конгломератов. По сравнению с аналогичными породами формации Тен-Майл данные образования отличаются лучшей сортировкой материала. Мощность формации не превышает 270 м.

Верхним членом Гуронской системы является серия Кобальт, в состав которой входят формации Гоуганда и Лоррейн. Образования серии распространены лишь в осевой части синклинали Квирк-Лейк, где они несогласно залегают на породах серии Брюс, а иногда и на архейских толщах.

Формация Гоуганда состоит из мощной толщи полимиктовых конгломератов, крупнообломочных граувакк, алевролитов, аргиллитов и аркозовых песчаников. Мощность формации порядка 900 м.

Формация Лоррейн венчает разрез гуронских отложений. Она представлена грубозернистыми кварцитами с прослоями конгломератов. Среди последних, помимо кварцево-галечниковых разностей, выделяют еще яшмово-галечниковые конгломераты. Указанные осадки лежат несогласно или на отложениях формации Гоуганда, или на архейских образованиях.

Обращает на себя внимание тот факт, что в районе Блайнд-Ривер гуронские отложения в большинстве случаев характеризуются чрезвычайно слабой степенью метаморфизма. Особенно отчетливо это проявляется на глинистых осадках двух последних формаций — в них прекрасно сохранилась

тончайшая слоистость и контуры первичных кластических зерен.

Кьюнноуские образования в рассматриваемом районе представлены основными и кислыми интрузиями.

Основные интрузии проявляются в виде многочисленных даек, силлов и мелких массивов диабазов, габбро, реже диоритов. Все эти породы отчетливо прорывают архейские и гуронские осадки. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород, как правило, выражены слабо.

Кислые интрузии относятся к килларнейскому гранитоидному комплексу и являются наиболее поздними образованиями докембрия в районе. Выходы этих пород известны на побережье озера Гурон, южнее месторождения Пронто и восточнее озера Эллиот. С этими гранитоидами связывают дайки аплитовидных пород, секущие гуранские отложения, а также процессы окварцевания, кварц-полевошпатовую и альбитовую минерализацию, местами наблюдающуюся в породах гурона.

В тектоническом отношении в районе Блайнд-Ривер отчетливо выделяются два структурных этажа. Нижний, сложенный архейскими породами, характеризуется мелкой, местами интенсивной, часто изоклинальной складчатостью. Верхний, состоящий из гуронских образований, представляет собой систему трех складок близширотного простирания (две синклинали, разделенных антиклиналью). Северная структура, известная под именем синклинали Квирк, представляет собой широкую складку и имеет углы падения крыльев: северного — от 25 до 50, южного — от 5 до 18°. Шарнир складки погружается в западном направлении под углом 5°.

Южная синклинали значительно более узкая, характеризуется осью, совпадающей с региональной зоной разломов. Складка имеет резко асимметричное строение. Северное крыло падает под углом 15—30°, южное — почти вертикально.

Структура района значительно осложняется довольно многочисленными разрывными нарушениями. Одним из наиболее крупных нарушений является разлом Маррей, расположенный южнее рудника Пронто и имеющий две ветви (рис. 49). По мнению Томпсона (Thompson, 1952), он является продолжением крупной Вортингтонской зоны разломов, развитой к востоку, в районе Сёдбери. Некоторые авторы склонны считать, что формирование разлома совпало с периодом внедрения постгуронских основных интрузий.

Более мелкие нарушения отчетливо фиксируются в крыльях складчатых структур. В пределах среднего рудного пояса отчетливо проявляется система северо-западных нарушений. Часть этих местных разломов является поперечной по отношению к складчатой структуре и имеет сдвиговый характер. По-

добные нарушения сбросового характера наблюдаются в пределах северного пояса. Однако амплитуда и направление перемещения по ним неизвестны. Между озерами Квирк и Виски проходит северо-западная зона разломов, обуславливающая тектонический контакт гуронских и архейских отложений.

В пределах синклинали Квирк-Лейк Робертсон и Стинленд (Robertson, Steenland, 1960) выделили надвиги, взбросы и сбросы. Одним из наиболее крупных надвигов является пологий надвиг, секущий оруденение на участках рудников Спэниш-Америкен и Стэнрок. Простираение и падение нарушения резко меняются. Истинная величина смещения в плоскости надвига составляет более 360 м в северо-восточном направлении. Вертикальное же перемещение руды колеблется от 3 до 30 м.

Небольшие пологие надвиги известны и в других местах синклинали. Причем надвиги на южном крыле синклинали имеют северное падение, а на северном крыле — южное.

Взбросы имеют достаточно широкое развитие. Например, к ним относятся большинство разрывных нарушений в кровле надвиговой зоны на рудниках Стэнрок, Стэнлей и Милликен. Вертикальное смещение в первом из них колеблется от 0,3 до 3,6 м.

Нормальные сбросы пользуются наиболее широким распространением на данной площади. По одному из таких сбросов меридионального направления на руднике Стэнрок зарегистрировано вертикальное смещение с амплитудой в 120 м. К северу от оз. Флайн-Гуз протягивается другой сброс северо-западного простираения. Вертикальное смещение по нему составляет 45 м. Такого же направления нормальный сброс наблюдается у восточного конца оз. Матиненда.

Все разрывные нарушения могут быть сгруппированы в три системы: северо-западную, меридиональную и широтную. Основные крутопадающие нарушения относятся к меридиональной или северо-западной системам. Все пологие надвиги имеют широтное направление.

Заслуживает внимания тот факт, что тектонические нарушения не минерализованы и повышенной радиоактивностью не обладают.

Ураноносность района. Все известные промышленные месторождения урана рассматриваемой территории приурочены к формации Матиненда — к горизонтам пиритизированных конгломератов. Весьма показательным является тот факт, что участки развития рудоносных конгломератов своим бурым цветом, обусловленным интенсивной лимонитизацией, резко отличаются на поверхности от окружающих пород.

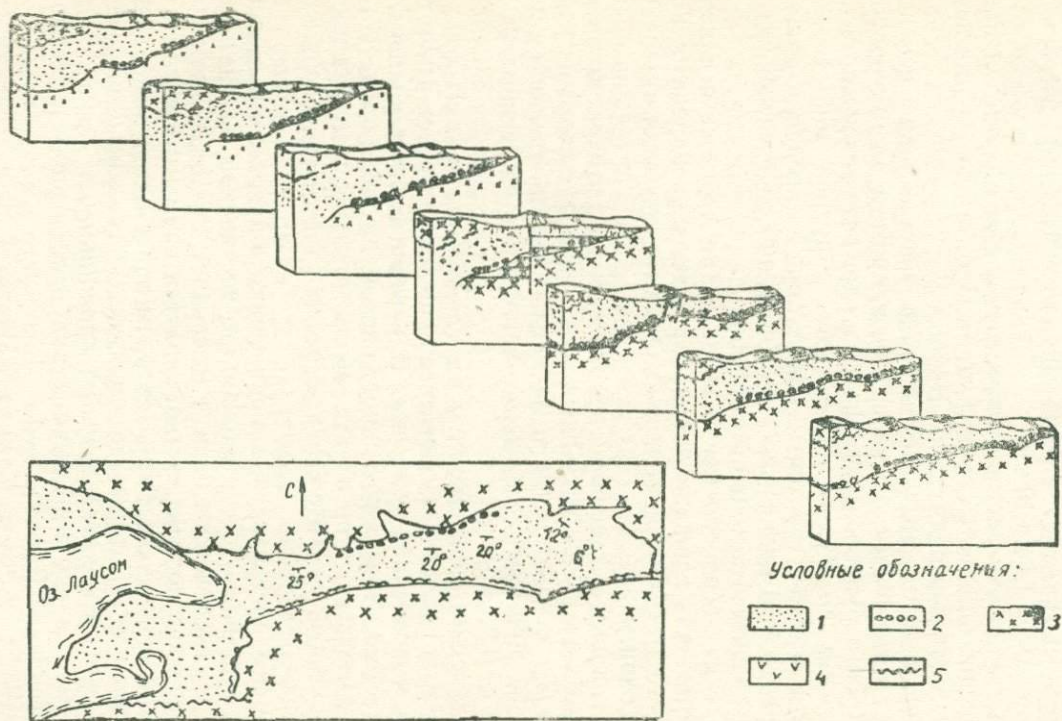


Рис. 51. Геологическая карта и блок-диаграммы месторождения Пронто (по Холмсу):
 1 — кварциты; 2 — ураноносные конгломераты; 3 — породы основания; 4 — диабазы,
 5 — разломы

Несмотря на широкое развитие этих конгломератов, промышленное оруденение, как отмечалось выше, локализуется в пределах трех рудных зон: Квирк, Нордик и Пронто. Характерной особенностью этих зон является их приуроченность к депрессиям в архейском фундаменте — так называемым долинным структурам, мощность гуронских отложений в которых резко возрастает. Протяженность рудных зон изменяется в пределах от 1,2 до 10 км.

Количество конгломератовых горизонтов с промышленным оруденением меняется от 1 (рудник Пронто) до 4—5 на некоторых месторождениях зоны Квирк.

Положение рудных горизонтов в разрезе также неодинаково для различных участков. Так, например, на месторождении Пронто рудоносный горизонт залегает непосредственно на породах архейского фундамента, в рудной зоне Нордик конгломератовые горизонты находятся в пределах нижних 30 м разреза. В рудной же зоне Квирк они рассредоточены по всему разрезу формации Матиненда.

В силу неодновременности развития процесса осадконакопления на площади района успешно коррелировать конгломератовые горизонты можно только в пределах отдельных рудных зон.

Выделяемые горизонты рудоносных конгломератов имеют мощность от 1,8 до 9 м. Они в свою очередь состоят из чередующихся линз конгломератов, кварцитов и аркозовых песчаников. Мощность отдельных конгломератовых линз изменяется от 0,3 до 0,9 м.

Рудоносные конгломераты на 60—65% состоят из хорошо окатанных галек преимущественно белого, серого, реже розового и полосчатого кварца. В незначительном количестве встречаются гальки роговиков, яшм и других пород. Интересно отметить, что в тех местах, где конгломерат носит полимиктовый характер, в нем резко снижается содержание урановых минералов.

Цемент представлен хлорит-серицито-кварцевым крупнозернистым, плохо отсортированным песчаником с незначительным содержанием пирита (в среднем 8—10%), хотя присутствие его в породах еще не является прямым указанием на их ураноносность. Вообще все промышленные рудные минералы приурочены только к цементу. В гальках очень редко встречаются тоненькие секущие прожилки.

Ниже приводится описание наиболее хорошо изученного месторождения Пронто.

Месторождение Пронто. Месторождение расположено в южной части района, в 18 км восточнее города Блайнд-Ривер. Благодаря своей доступности, оно было первым открыто и первым передано в эксплуатацию.

В геологическом отношении оно приурочено к северному крылу узкой широтной синклинали (рис. 51). Разрез докембрийских отложений в районе имеет следующий вид (снизу вверх): 1) догуронское основание, представленное гранитами, гранитогнейсами и другими родственными породами; 2) переходная зона; 3) комплекс гуронских отложений (формации Матиненда, Виски, Тен-Майл); 4) постгуронские интрузивные образования основного ряда.

Отложения переходной зоны представлены аргиллитами, аркозами, грубозернистыми песчаниками и конгломератами, образовавшимися за счет перебива древней коры выветривания. Они отличаются крайней невыдержанностью и проявляются в виде пластообразных тел и линз внутри единого стратиграфического горизонта, покрывающего архейские граниты.

Формация Матиненда в районе месторождения в основном представлена полевошпатовыми кварцитами, в нижней части которых находятся прослойки и линзы кварцевых конгломератов.

Кварциты массивные, среднезернистые, местами очень слабо сцементированные, характеризуются зеленоватой или серой окраской. Сверху вниз в породе наблюдается возрастание роли полевых шпатов.

Конгломераты слагают в основном базальный горизонт формации, имеющий мощность до 6 м. Выше по разрезу, в интервале 12—15 м встречаются более мелкие прослойки и линзы конгломератов.

Галька конгломератов большей частью хорошо окатана. Обычный размер гальки в пределах 0,5—7,5 см. Однако местами встречаются участки с валунно-галечниковыми конгломератами. Основная масса гальки состоит из белого и серого кварца, очень редко из гранитных пород. Цемент конгломератов представлен хлорито-серицитовым грубозернистым кварцевым песчаником с различным количеством пирита. Соотношение галек и цемента весьма изменчиво, хотя в среднем оно соответствует 60:40. Наряду с участками с сильной сгруппированностью, когда гальки касаются друг друга, имеются места с так называемым пудинговым сложением, порода в которых по сути дела представляет собой кварцит с рассеянной галькой. Иногда эти гальки достигают размеров до 30 см по длинной оси, представляя собой фактически валуны.

Базальный конгломерат, являющийся на месторождении основным рудным горизонтом, имеет нижнюю границу с породами переходной зоны, хотя и четко выраженную, но очень неровную. Верхняя же его граница очень неясная — конгломератовый горизонт постепенно переходит в вышележащие

кварциты (рис. 52). Общая мощность формации Матиненда достигает на месторождении 90 м.

В структурном отношении месторождение Пронто приурочено к узкой широтной синклинали, южное крыло которой

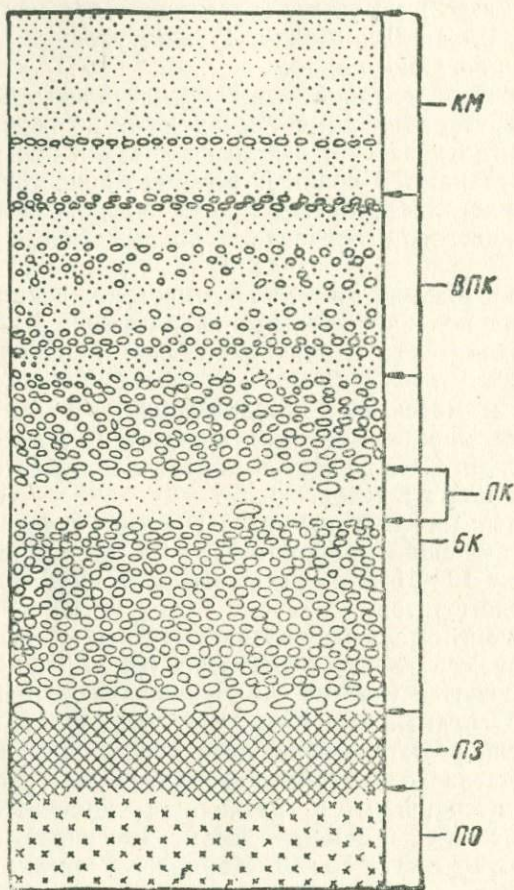


Рис. 52. Типичный разрез рудоносной толщи месторождения Пронто (по Холмсу); КМ — кварциты; BPK — верхние прослой конгломератов; ПК — прослой кварцита; БК — базальные конгломераты; ПЗ — переходная зона; ПО — породы основания

срезано взбросом. Падение гуронских отложений обычно южное с углами порядка 20° . В восточной части синклинали породы выполаживаются и, изгибаясь, образуют центроклинали с осью, погружающейся на запад под углом 10° .

В южной части участка месторождения широким развитием пользуются разрывные нарушения, являющиеся оперяющимися по отношению к крупному разлому Маррей. В большинстве случаев эти нарушения имеют надвиговой и сбросовой характер и характеризуются приподнятыми южными крыльями, благодаря чему архейские породы часто оказываются надвинутыми на более молодые гуронские отложения. Буровые работы под надвинутыми образованиями в ряде мест позволили установить присутствие рудоносных конгломератов. Помимо указанных нарушений, в горных выработках встречены многочисленные зоны трещиноватости и дробления. В западной части месторождения серия таких параллельных зон имеет широтное простирание. Во всех случаях южные крылья опущены, амплитуда вертикального смещения при этом в пределах 0,6—2,5 м. Считают, что указанные зоны являются более молодыми, чем надвиговые нарушения. Несмотря на сравнительно небольшие смещения, эти нарушения значительно осложняют морфологию рудных тел.

Буровыми работами выяснено, что догуронская эрозивная поверхность основания в пределах рудной зоны погружается к югу под углами 10—20°. К востоку и западу устанавливается ее постепенное выполаживание. Вследствие этого в центральной части рудной зоны наметилась пологая депрессия, погружающаяся на юг. Характерным является то, что рудные конгломераты в основном приурочены только к этой депрессии. Причем в пределах этой отрицательной формы погребенного рельефа имеется целый ряд неровностей, оказывающих существенное влияние на мощность рудоносного пласта. Так, например, в 30 м южнее шахты установлен уступ широтного простирания, прослеживающийся по всей длине центральной рудной зоны. Далее на юг имеется другой такой уступ. Исследования позволили установить, что эти уступы, по-видимому, являются проявлением постгуронского разлома. Однако отсутствие значительных перемещений в гуронских отложениях и строение основания формации Матиненда вблизи первого уступа позволяют считать уступы более ранними образованиями сбросового характера, испытывшими подновление в постгуронское время.

Промышленное оруденение на месторождении приурочено к базальным кварцево-галечным конгломератам. В связи с наличием указанных выше неровностей в поверхности фундамента, строение конгломератового горизонта в различных местах неодинаково. Наиболее однородным строением отличается этот горизонт в северо-западной части Центральной рудной зоны. К югу и востоку от нее горизонт увеличивается в мощности, местами распадаясь на отдельные линзы. Уменьшение мощности рудного горизонта вплоть до его полного

выклинивания наблюдается при приближении к первому уступу. Южнее его мощность рудного горизонта сначала резко возрастает, а затем с приближением ко второму уступу опять начинает уменьшаться. Средняя мощность рудного горизонта 3 м, максимальная достигает 6 м.

Урановая минерализация месторождения представлена тремя типами руд: конгломератовым, кварцитовым и гравелитовым.

Конгломератовый тип имеет наибольшее значение, к нему относится примерно 90% всех запасов месторождения. Конгломераты по своему внешнему виду и составу являются типичными для всего рудного района Блайнд-Ривер. Помимо главного рудного пласта, залегающего в основании гуронских отложений, выше, в интервале 6—7,5 м встречается еще несколько прослоев конгломератов мощностью до 0,6 м. При достаточно высоком в них содержании урана промышленное значение имеют лишь те из них, которые удалены от главного горизонта не более чем на 1—2 м. Максимальное содержание урана бывает приурочено к основанию конгломератового пласта, так же, как и наиболее высокое содержание пирита. Следует отметить, что на месторождении Пронто вообще увеличение содержания пирита часто сопровождается увеличением содержания урана.

Кварцитовый тип руд представлен тонкозернистыми породами розовой или красной окраски, состоящими из зерен кварца с небольшой примесью полевого шпата. Описываемые породы обычно сильно трещиноваты и содержат вторичный цемент в виде кварца, кальцита или темного глинистого материала. Пирита, как правило, в породе нет. Исключение представляет один из кварцитовых прослоев среди конгломератов, который характеризуется отчетливой косою слоистостью, подчеркивающейся распределением уранинита и пирита. Мощность горизонтов ураноносных кварцитов колеблется от нескольких сантиметров до 4,2 м. Содержание урана в них близко таковому в конгломератах. Площадное распространение ураноносных конгломератов выяснено еще не полностью. Пока как будто создается впечатление о преимущественном развитии этих образований в южной части месторождения.

Гравелитовый тип руд имеет подчиненное значение. Они представляют собой массивные темноокрашенные породы, состоящие из зерен кварца, заключенных в глинистом цементе. Иногда присутствуют обломки зерен красного полевого шпата. Урановая минерализация простым глазом устанавливается в виде сыпи тонкорассеянных желтых пятнышек вторичного урансодержащего минерала. Ураноносные гравелиты встречаются на склоне и гребне вышеописанного первого

уступа. Отмечается, что литологически гравелиты весьма близки к породам переходной зоны, представляющим, как известно, продукты переотложения древней коры выветривания. Мощность оруденения гравелитов достигает 3,6 м.

Минералогический состав руд. Минералогический состав руд района Блайнд-Ривер в настоящее время изучен еще далеко недостаточно. В связи с этим многие вопросы, касающиеся закономерностей распределения тех или иных минералов, а также условий их образования, до настоящего времени являются предметом весьма оживленных дискуссий. Наиболее полные в этом отношении материалы имеются по месторождению Пронто.

Все минералы ураноносных конгломератов могут быть по своей природе разделены на две основные группы: обломочные и новообразования.

К первой группе относятся: **кварц***), **пирит**, **монацит**, **уранинит****), **циркон**, **циртолит**, **ураноторит**, **браннерит**, **гематит**, **ильменит**, **рутил**, **апатит**, **гранат**, **роговая обманка**, **диопсид**, **эпидот**, **ортит**, **мусковит**, **флогопит**, **касситерит**, **шеелит**, **сфен**, **хромит**, **хром-шпинель**, **молибденит**.

Во вторую группу включены минералы, представляющие собой отчетливо более поздние образования, связанные с процессами метаморфизма и гидротермальной деятельности. Сюда относятся: **кварц**, **серицит**, **пирит**, **браннерит**, **анатаз**, **рутил**, **пирротин**, **марказит**, **турмалин**, **биотит**, **урановая смолка**, **тухолит**, **хлорит**, **сфен**, **карбонаты**, **флюорит**, **халькопирит**, **сфалерит**, **галенит**, **молебденит**, **валлериит**, **сульфосоль свинца**.

Большинство сульфидов, исключая пирит, приурочены к секущим напластование прожилкам, чаще развиваясь в ассоциации с кварцем или карбонатами. Известны также ассоциации с тухолитом и урановой смолкой. Часто сульфидные прожилки не выходят за пределы рудных тел.

Из гипергенных минералов указываются: **гуммит**, **уранофан**, **соддит** и **гидроокислы железа**.

Основная масса урана на месторождениях района связана с **браннеритом**, **уранинитом** и **гуммитом**. Второстепенное значение имеет широко распространенный урансодержащий **монацит**. Наконец, еще меньшая роль принадлежит урановой смолке, тухолиту, ураноториту и урансодержащему **циртолиту**. По данным Трейла (Traill, 1954), изучавшего руды месторождений Пронто, Ангом-Квирк, Болдвин и Драри, распределение основных компонентов в рудах и их содержание отличаются значительной неравномерностью. Так, например, соотношение монацита и уранинита в пробах керна из место-

*) Выделены преобладающие минералы.

***) Принадлежность минерала к данной группе точно не доказана.

рождения Пронто составляет 1:20, в Квирк-Лейк — 1:1, а в Драри — 150:1. Кроме того, согласно утверждению Райса, можно считать, что все рудники Квирк-Лейк богаты браннеритом и гуммитом, бедны уранинитом, в противоположность рудникам южного крыла синклинали. Наконец, Джубин (Joubin, 1954) отмечал, что некоторые мощные пласты конгломератов несут только уранинитовую и гематитовую минерализацию. Приведенный материал находится в определенном противоречии с более старыми и привычными представлениями о равномерном распределении основных минералов в металлогенных конгломератах района Блайд-Ривер.

Ниже приводится характеристика главных минералов.

Браннерит, как уже указывалось, является ведущим урановым минералом. Он не типичен для горизонтов с низким содержанием урана и высоким отношением тория к урану. Установлен минерал только в цементе конгломератов, где он проявляется в форме округлых зерен или в виде скоплений мелких кристалликов, размером 0,04—0,14 мм. По мнению Робертсона и Стийнленда (Robertson, Steenland, 1960), весь встреченный ими браннерит всегда имел в той или иной мере окатанные очертания своих зерен (рис. 53). Что касается Рамдора (Ramdohr, 1957, 1958), то он, наоборот, считает, что гальки браннерита представляют собой редкую находку. Главная же масса этого минерала является новообразованием, развиваясь в виде друзовых агрегатов мелких кристаллов. По мнению упомянутого исследователя, формы выделений этого браннерита правильнее рассматривать как псевдоморфозы по ильмениту или рутилу, возникшие в результате известной «реакции Пронто» (Ramdohr, 1957), протекающей по схеме $UO_2 + 2-3TiO_2 = UTi_{2-3}O_{6-8}$.

На основании присутствия валлериита, образовавшегося, по-видимому, совместно с браннеритом, температурный интервал этого процесса равен 225—250°. Реакция не может осуществляться, если не будет непосредственного контакта между ильменитом или рутилом, с одной стороны, и уранинитом, с другой. Такой случай, например, будет иметь место при окружении зерна уранинита углеродистым веществом.

Химический состав браннерита следующий: TiO_2 —32,4—39,0%; U_3O_8 —33,8—51,8% *); ThO_2 —0,3—5,0%; окислы редких земель, включая иттрий,—1,1—6,5%; CaO —2,7—2,9%; FeO —2,4—5,4%; H_2O —2,0—3,7%.

Кристаллическая структура неизвестна в связи с метамиктностью минерала. После нагревания часто обнаруживается порошкограмма рутила или анатаза. После же прокали-

*) Это значительно меньше, чем в типичном браннерите из других месторождений.

вания минерал дает рентгенограмму, аналогичную таковой типичного браннерита из Айдахо (Nuffield, 1954). В связи с этим до сих пор не решен вопрос: выводится ли описываемый минерал в процессе прокаливании из метамиктного состояния или же при этом происходит фактическое образование браннерита. В частности, Патчет (Robertson, Steenland, 1960), основываясь на проведенных им экспериментах по синтезу браннерита, считает невозможным его образование в результате кратковременного прокаливании.

Уранинит является вторым по значимости промышленным минералом в рудах района. Судя по описанию Трейла

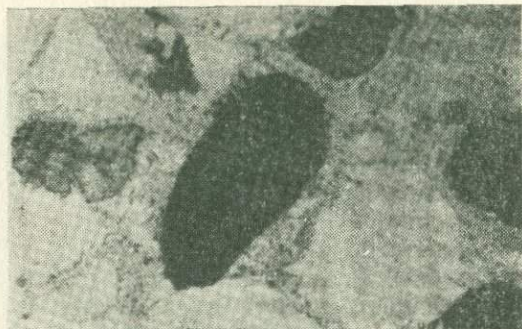


Рис. 53. Зерна браннерита (темные), окруженные продуктами изменения. Ув. 70 (по Робертсону и Стиппенду)

(Traill, 1954) и Рамдора (Ramdohr, 1958), минерал концентрируется в цементе конгломератов в форме угловатых до полуокатанных зерен со средним размером порядка 0,1 мм. Весьма характерным является довольно высокое содержание двуокси тория (до 10%). Два анализа уранинита из рудников района оз. Квирк, приведенные Трейлом, показывают содержание ThO_2 —6,3 и 5,9%; U_3O_8 —64 и 60%. Отношение ThO_2 : U_3O_8 =0,1. Рамдор отмечает, что многие зерна трещиноваты и часто несут следы прежнего идиоморфизма с сохранившейся зональностью. В некоторых зернах внутренние зоны, по его мнению, соответствуют ураниниту с высоким содержанием тория, в то время как наружные скорее представляют собой урансодержащий торианит.

Отчетливо наблюдается обрастание зерен уранинита кварцем и пиритом, а также замещение его браннеритом. Известно также мнение (Robertson, 1955; Robertson, Steenland, 1957), что уранинит, по крайней мере какая-то его часть,

представляет собой результат замещения обломочного браннерита. Э. Хейрих (1962) считает это мало вероятным.

Урановая смолка встречается в незначительных количествах всего лишь в нескольких пунктах района. В частности, Струт (Strouth, 1955) описал из района севернее оз. Квирк урановую смолку и халькопирит, развивающиеся в виде прожилков в диабазовой дайке, секущей аркозы и конгломераты формации Матиненда. Сходная минерализация (без халькопирита) была отмечена Джубином (Joubin, 1954) севернее указанной площади. Отмечается она также и на участке месторождения Пронто. Под микроскопом смолка обнаруживает отчетливое колломорфное строение (рис. 54). По времени фор-



Рис. 54. Колломорфное выделение урановой смолки (серое) с ототорочкой галенита (белое). Сетка 200 меш (по Джубину)

мирования смолковая минерализация, по-видимому, является более поздней, чем основное урановое оруденение Блайнд-Ривер.

Тухолит из конгломератовых руд района был с различной степенью детальности описан Наффильдом, Джубином и Рамдором (Ramdohr, 1958). Он развивается обычно в цементе конгломерата, будучи приурочен к трещинкам или плоскостям скольжения и находится в ассоциации с кварцем или пирротином. Нередко он развивается в пустотах внутри выделений пирита или обрастает и замещает зерна уранинита. Иногда в тухолите встречаются включения монацита.

По мнению Джубина (Joubin, 1956), описываемое образование является продуктом взаимодействия выделяющегося метана с урановым минералом.

Моначит является весьма важным радиоактивным минералом. Развивается он в цементе обычно в виде окатанных зерен, нередко с достаточно хорошо сохранившимся общим габитусом. Размер его зерен редко превышает 0,3 мм в поперечнике. По содержанию урана и тория выделяют несколько разновидностей минерала, отличающихся различной окраской. Роско (Roscoe, 1959) указывает, что наиболее богата ураном серая разновидность минерала, причем значительная часть его выщелачивается кислотами. Любопытно отметить, что иногда эта часть составляет до 16% от общего количества извлекаемого из руд урана. Формы нахождения урана и тория в минерале точно не установлены. Полагают, что большая часть этих элементов находится в виде мельчайших включений ураноторита или в форме твердого раствора, или, наконец, в виде скоплений метамиктного вещества.

Пирит представляет собой весьма важный минерал рудоносных конгломератов. Он образует скопления в массе цемента. Значительная часть пирита имеет форму хорошо образованных кубических или октаэдрических кристаллов, достигающих 3 мм в поперечнике. Указывается также на наличие хорошо окатанных пиритовых зерен, тяготеющих к нижней части конгломератовых пластов. На этом основании Робертсон и Стинленд, Райс и ряд других авторов считают этот пирит обломочным. Рамдор, придерживающийся такого же взгляда, в виде характерного признака отмечает постоянную коррозию пиритовых зерен. Часто эта коррозия проявляется в виде тонких пор или каналов, пронизывающих насквозь пиритовые зерна. Природа этой коррозии в настоящее время не выяснена. Рамдор указывает, что она тем сильнее, чем больше в породе радиоактивных минералов. Арнольд (Robertson, Steenland, 1960) высказал предположение, что описываемый пирит представляет собой результат сульфурзации титансодержащего магнетита. Это мнение хорошо согласуется с отсутствием в рудоносных горизонтах таких типичных для данных условий минералов, как магнетит и ильменит.

Помимо описанного пирита в рудах присутствует еще другой, явно более поздний. Проявляясь в виде мелкозернистых агрегатов, он замещает ранний пирит и выполняет трещинки в кварцевой гальке.

Пирротин довольно широко распространен и часто встречается в больших количествах. Рамдор указывает, что для него бывают характерны хорошо развитые пластинки, иногда изогнутые или образующие пучкообразные агрегаты. Часто поры или «каналы» в зернах пирита заполнены очень тонким



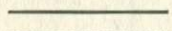
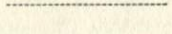
Минералогический состав рудоносных конгломератов
района Блайнд-Ривер

Минерал	Характер минералообразования		
	седимента- ционный (россыпной)	постседиментационный	
		раннеметамор- фогенный	позднемета- морфогенный гидротермаль- ный
Пирит*	_____?	_____	-----
Молибденит	_____?	_____	-----
Кварц	_____	_____	_____
Уранитит	_____	_____	_____
Ильменит	-----	_____	-----
Гематит	_____	_____	-----
Рутил	-----	_____	-----
Бранерит	-----	_____	_____
Анатаз	-----	_____	-----
Касситерит	-----	_____	-----
Хромит	-----	_____	-----
Хромшпинелиды	-----	_____	-----
Шеелит	-----	_____	-----
Монацит	_____	_____	-----
Апатит	-----	_____	-----
Ураноторит	_____	_____	-----
Циркон	_____	_____	-----
Циртолит	_____	_____	-----
Сфен	-----	-----	-----
Эпидот	-----	-----	-----
Гранат	-----	-----	-----
Ортит	-----	-----	-----
Диопсид	-----	-----	-----
Роговая обманка	-----	-----	-----
Мусковит	-----	-----	-----
Флогопит	-----	-----	-----
Грюнерит	-----	-----	-----
Гринолит	-----	-----	-----
Шамозит	-----	-----	-----
Золото	-----	-----	-----
Серицит	-----	_____	-----

Хлорит		_____	
Биотит		_____	
Пирротин		_____	-----
Валерит			-----
Тухолит			-----
Урановая смолка			-----
Кобальтин			-----
Арсенопирит			-----
Халькопирит			-----
Сфалерит			-----
Галенит			-----
Марказит			_____
Флюорит			-----
Карбонаты			-----

Условные обозначения

Количество минералов

	от 25 до 60%;
	от 5 до 25%;
	от 1 до 5%;
	— незначительное количество; ? — происхождение минерала спорное;

*) В пирите наблюдаются древние включения золота, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, анатаза и сульфосоей свинца.

пирротинным материалом. Устанавливаются определенные количественные соотношения между содержанием пирротина, браннерита и корродированного пирита. Очень часто пирротин превращается в марказит и реже в смесь марказита и пирита.

В табл. 27, заимствованной из работы В. Н. Котляра и др. (1963), приведены данные, характеризующие минералогический состав рудоносных конгломератов района Блайнд-Ривер.

Определение возраста и генезис уранового оруденения района. К настоящему времени уже накопился некоторый материал по определению абсолютного возраста ураноносных конгломератов рассматриваемой пло-

щади. Наибольший интерес в этом отношении представляют данные, полученные по свинцовому методу лабораторией Торонского университета на тщательно выделенном Патчетом материале и приведенные в работе Д. Р. Дерри (Derri, 1960), табл. 28.

Из таблицы видно, что возраст таких, несомненно, кластических минералов, как циркон и монацит, практически одинаков и соответствует возрасту пород архейского основания. Возраст уранинитов, по мнению Дерри, совпадает с таким раннегуронского осадконакопления. Что касается браннеритов, то их возраст мало согласуется с приведенными выше данными. Однако, если сделать поправку на вынос

Таблица 28

№	Минерал	Место взятия	Возраст (млн. лет)
1	Монацит	Нордик	2550
2	Циркон	Квирк	2450
3	Уранинит	"	1680
4	Уранитит	"	1740
5	Браннерит	"	1870
6	Браннерит	"	2000

урана из браннерита со времени его образования, что, по мнению Дерри, вполне обосновано, то возраст браннеритов уменьшится примерно на 200 млн. лет и станет вполне сопоставим с возрастом уранинита. Однако в настоящее время нет никаких оснований, которые позволили бы рассматривать браннерит в качестве новообразования при процессе осадконакопления. Полученный для браннерита возраст не позволяет также встать на позицию тех исследователей (Робертсон, Стиинленд и др.), которые данный минерал рассматривают как детритовый. По-видимому, в этом отношении наиболее прав Рамдор, исходя из концепции которого полученный возраст браннерита будет отражать время «реакции Пронто». Правда, в этом случае необходимо допустить наличие обломочного уранинита с возрастом, аналогичным возрасту монацита и циркона.

Приведенный выше материал показывает, что в настоящее время у исследователей нет еще достаточного количества данных, позволяющих однозначно решить вопрос о природе урановой минерализации района. Значительное сходство геологической обстановки и минералогического состава руд рассмат-

риваемой территории с месторождениями Витватерсранда привело к тому, что большинство исследователей считает условия образования руд этих двух крупных районов, в общем, аналогичными. В связи с чем на район Блайнд-Ривер распространяются те же взгляды, с которыми мы познакомились при рассмотрении Витватерсранда.

Несмотря на существующие разногласия в отношении генезиса месторождений рассматриваемой территории, некоторые вопросы этой проблемы большинством исследователей решаются однозначно, например:

1. Источником кластического материала, слагающего формацию Нижнюю Миссисаги, явились породы архейского фундамента. Циркон и монацит — типичные обломочные минералы.

2. Конгломераты и ассоциирующие с ним кварциты — измененные продукты нормального осадкообразования, имевшего место в условиях широких речных долин или дельт.

3. Промышленное урановое оруденение приурочено к определенным пластам кварцево-галечных конгломератов, расположенным в низах формации, причем наиболее мощные рудные тела, обладающие наиболее высоким содержанием урана, обычно совпадают с той частью пласта, в которой мощность конгломерата и плотность упаковки его галек максимальны.

Основные разногласия касаются вопроса генезиса самой урановой минерализации. Здесь существует несколько теорий от чисто гидротермальной до первично-осадочной.

Чисто гидротермальная теория, отстаиваемая Дэвидсоном (Davidson, 1957) и поддерживаемая Хейнрихом (1962) и некоторыми другими, не пользуется популярностью среди канадских геологов.

Как указывает Дерри, большинство исследователей, изучавших этот район, стоят на позициях первичноосадочного происхождения урановой минерализации. Однако среди них нет единого мнения по вопросу о форме первоначального отложения урана, а также о том, был он отложен в виде кластического материала или же в виде осадка из поверхностных вод.

Обсуждается также вопрос о роли последующих изменений в окончательном оформлении оруденения. Многочисленные взгляды и высказывания по этим вопросам могут быть сведены к следующим точкам зрения:

1. Уранит и браннерит представляют собой кластический материал, подобный циркону и монациту. За счет их образовался весь присутствующий на месторождениях уран. В процессе последующих изменений, за счет этих минералов возник гуммит.

2. Уранинит является единственным опознаваемым в на-

стоящее время первичным урановым минералом (монацит не учитывается). Все же другие урановые и урансодержащие минералы, в том числе и браннерит, образовались *in situ* за счет урана, вынесенного из уранинита.

3. Браннерит является единственным первичным урановым минералом. Уранинит возник в результате вторичного перераспределения урана, обусловленного разрушением браннерита под воздействием гидротермальных процессов.

Кроме того, некоторые исследователи, такие как Бротцен, Дерри и другие, считают возможным объяснить происхождение урановой минерализации района с помощью инфильтрационной гипотезы. Они полагают, что уран мог быть привнесен в конгломераты после незначительного их погребения подземными водами, выщелочившими его (а также и торий) из окружающей площади. Поступление некоторого количества урана в форме кластических минералов допускается. Первоначально уран из подземных вод выпадал в форме сравнительно неустойчивых минералов типа гуммита (?). Позднее, после значительного погребения конгломератов, происходило повторное освобождение урана и его переотложение в виде уранинита. В это же время, по мнению упомянутых исследователей, могло происходить образование браннерита по «Пронто-реакции». Считается, что гидротермальные растворы в этом процессе также принимали участие, но роль их была весьма скромна.

В каждой из этих точек зрения имеется целый ряд слабых сторон, и каждой из них могут быть сделаны серьезные возражения.

ПОНЯТИЕ О МЕТАЛЛОГЕНИИ УРАНА

Вопросы пространственного размещения уранового оруденения имеют в настоящее время первостепенное значение, так как только знание закономерностей этого размещения может позволить обоснованно направлять поисково-разведочные работы.

Данная проблема включает в себя два круга вопросов. К первому из них относятся вопросы связи урановой минерализации со структурными элементами земной коры, что находит свое выражение в выделении определенных металлогенических провинций, характеризующихся той или иной концентрацией уранового оруденения. Ко второму кругу вопросов принадлежат вопросы, касающиеся геохронологии уранового оруденения. Проведенные в этом направлении исследования позволяют уже сейчас наметить в истории развития земной коры определенные эпохи максимального уранонакопления.

УРАНОВЫЕ ПРОВИНЦИИ

Описание урановых провинций капиталистических стран дано в ряде работ иностранных и советских авторов. В частности, достаточно полно этот вопрос изложен в книге М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой (1960). Упомянутые авторы выделили целый ряд металлогенических провинций, к которым приурочена основная масса урановых месторождений, дали их характеристику и описали наиболее крупных представителей. Поскольку в литературе самого последнего времени не было приведено материала, позволяющего сколько-либо значительно изменить существующие представления о пространственном размещении уранового оруденения в странах капиталистического мира, мы считаем нецелесообразным повторно излагать известный материал. Нам представляется более важным рассмотреть здесь общий вопрос о соотношении урановых провинций с крупными элементами геологической структуры земной коры. Одной из наиболее ранних отечественных работ такого плана явилась статья В. И. Смирнова

(1956), в которой автор указывал, что урановые месторождения развиваются как на щитах, так и в геосинклинальных областях. В пределах последних они тяготеют: 1) к краевым прогибам; 2) к внутренним массивам, представляющим собой непереработанные складчатостью останцы древних пород и 3) в меньшей степени к интрагеоантиклинальным поднятиям.

Позже А. И. Семенов (1959) выделил следующие типы урановых структурно-металлогенических зон: 1) краевые части платформ и области сочленения их со складчатыми поясами; 2) срединные массивы и области сочленения их с обрамляющими складчатыми зонами; 3) поздние краевые прогибы подвижных поясов; 4) поздние внутренние прогибы в пределах геоантиклинальных поднятий; 5) линейные зоны секущих и поперечных разломов (разломы глубокого заложения в периферических частях древних платформ).

В 1961 г. Ф. И. Вольфсон, И. П. Кушнарев и др. предложили свою систематику ураноносных провинций и выделили такие их типы: 1) краевые части геосинклинальных зон, обрамляющих древние (докембрийские) щиты и платформы; 2) узкие прогибы между сближенными древними (докембрийскими) платформами, развивающиеся в полосе расколов платформенного основания; 3) интрагеоантиклинальные поднятия в геосинклинальных областях; 4) зоны развития позднего магматизма в пределах щитов и платформ.

К хорошо известному первому типу авторы относят также рудные пояса, обрамляющие так называемые срединные массивы, расположенные внутри геосинклинальных зон.

Второй тип выделен в литературе впервые и, по мнению упомянутых авторов, характеризуется следующими чертами: а) геосинклинальным типом отложений с резким преобладанием осадочных пород, испытавших сильный метаморфизм; б) интенсивной линейной складчатостью с частыми межпластовыми срывами и поперечными дизъюнктивными нарушениями, обусловившими развитие комбинированных складчатых и трещинных структур урановых месторождений; в) небольшим числом этапов интрузивной деятельности, причем наиболее поздние и близкие по возрасту к урановому оруденению интрузивы представлены телами субщелочных гранитов; г) месторождения, входящие в провинции данного типа, отличаются сравнительно однообразным минеральным составом и являются продуктами щелочного и карбонатного метасоматоза.

Третий тип провинций отличается: а) устойчивостью интрагеоантиклинального режима в течение большей части их геологической истории. Это приводит к снижению мощности отложений по сравнению с прилегающими интрагеосинклина-

лями и развитию многочисленных небольших угловых несогласий между разновозрастными свитами; б) многократным проявлением интрузивной деятельности, при этом в отличие от ранних обычно крупных гранитоидных тел поздние комплексы бывают представлены штоками, дайками и неправильными телами преимущественно кислых и субщелочных пород; в) возрастанием роли дизъюнктивных нарушений в ходе развития геологической структуры провинции; г) большим разнообразием эндогенных месторождений различных металлов.

Четвертый тип, как отмечают сами авторы, еще слабо изучен. Наиболее характерным для него является развитие зон значительной мобильности в жестких древних (архейских и протерозойских) щитах и более молодых платформенных образованиях в связи с крупными глубоко проникающими расколами и широким развитием интрузивной, а местами и эффузивной деятельности.

Новую классификацию урановых провинций предложил В. И. Смирнов (1963). По этой систематике, являющейся, по сути дела, развитием более ранних идей автора, выделяются три следующих главных группы урановых провинций: 1) провинции в складчатых областях; 2) провинции в областях оснований допалеозойских платформ и их щитов; 3) провинции в областях развития платформенных покровных толщ. Для каждой группы автор дает основные закономерности формирования урановых месторождений. Последние сообразно с их пространственным распределением объединены в ряд типов. Ниже приводится характеристика указанных групп.

УРАНОВЫЕ ПРОВИНЦИИ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Более или менее благоприятная обстановка для формирования эндогенных урановых месторождений, по мнению В. И. Смирнова, складывается только к средней стадии развития геосинклинальной области.

К этому периоду относится проявление урановой минерализации в скарнах, правда, обычно непромышленной. Исключением является месторождение Мэри Кетлин. В это же время формировались многие гранитные пегматиты с браннеритом и уранинитом, однако промышленных объектов среди них пока неизвестно. Что касается гидротермальных месторождений, то В. И. Смирнов полагает, что некоторые уранополиметаллические и уранмолибденовые месторождения возникли в эту стадию.

Основная же масса месторождений образуется на поздней стадии развития геосинклинали. Таковы месторождения кале-

донских геосинклиналей Азии, герцинских — Азии и Европы. Меньшее значение имеют месторождения киммерийской геосинклинали Тихоокеанского пояса и альпийских складчатых областей. Образование урановых месторождений связывается с конечными этапами формирования малых интрузий. При чем месторождения не имеют непосредственной связи с телами этих интрузий, а бывают только приурочены к общим с ними тектоническим зонам, и у них, возможно, общий глубинный источник. Многие месторождения связаны с вулканическими и субвулканическими комплексами. Более 93% всех запасов урана эндогенных месторождений, как полагает В. И. Смирнов, создано в этих условиях.

В пределах складчатых областей автором выделяется ряд геологических структур низшего порядка, играющих ту или иную роль в локализации уранового оруденения. Эти структуры следующие: а) срединные массивы; б) геосинклинальные рамы; в) периферические зоны; г) геосинклинальные рвы.

Срединные массивы, представляющие собой не переработанные складчатостью останцы древних пород, являются наиболее благоприятными структурами. В них сосредоточена главная масса гидротермальных месторождений урана. Эти месторождения могут принадлежать древним геологическим циклам, могут быть единовременны с данной областью и могут оказаться более молодыми — наложенными. Наибольшим распространением пользуются месторождения, единовременные тому геологическому циклу, в котором сформировалась данная складчатая область. Более интересны в отношении уранового оруденения так называемые срединные массивы первого рода, располагающиеся во внутренних зонах геосинклиналией.

Структуры, именуемые геосинклинальными рамами, к которым относятся области обрамления геосинклинали, занимают второе место по концентрации урановых гидротермальных месторождений и по размерам запасов. По мнению В. И. Смирнова, заслуживают внимания только области, в значительной степени регенерированные, характеризующиеся широким проявлением магматизма. Примером могут являться Скалистые горы с месторождениями Кварц Хилл, Нигер Хилл, Қарибу и др.

Периферические зоны, характеризующиеся менее устойчивой тенденцией к прогибанию, по сравнению с внутренней частью геосинклинали, также являются благоприятными структурами, но в значительно меньшей степени, чем срединные массивы и борта геосинклиналией. Малые интрузии внедряются здесь на поздних стадиях развития. В связи с ними и образуются рудные месторождения, в том числе и урано-

вые. На долю этих месторождений падает около 10% запасов урана, выявленных в гидротермальных месторождениях.

Внутренние зоны геосинклиналей характеризуются развитием в средней стадии лейкократовых гранитов и в целом неблагоприятны для эндогенного уранового оруденения.

Геосинклинальные рвы, представляющие собой сравнительно узкие глубокие прогибы, ограниченные крупными глубинными разломами, нигде не несут уранового оруденения.

В целом В. И. Смирнов подчеркивает, что гидротермальное урановое оруденение наиболее охотно образуется в тех частях геосинклиналей, в которых консолидированный фундамент находится ближе к поверхности.

Что касается закономерностей распределения экзогенной урановой минерализации, то последняя в виде двух формаций морских ураноносных пород накапливалась уже на ранних стадиях развития геосинклиналей — это формация ураноносных фосфорсодержащих осадков и формация черных углеродистых сланцев. Известны также повышенные содержания урана в пределах отложений средних стадий развития геосинклиналей. С поздними стадиями, по-видимому, связана ураноносность пестроцветных толщ, в основном проявляющаяся в областях краевых прогибов (пестроцветные толщи пермоярбона и пермоярбона Альп и других мест). В. И. Смирнов указывает, что рассеянная урановая минерализация, связанная с осадками поздних стадий, в целом распространена менее широко, чем в более древних образованиях. Однако и для этого типа оруденения известны площади с запасами металла в десятки тысяч тонн.

Промышленные концентрации экзогенного уранового оруденения всех трех типов обязаны в основном вторичной перегруппировке металла под воздействием не только водозовых, возможно, и гидротермальных вод. Анализ имеющегося материала позволил В. И. Смирнову обратить внимание на следующие закономерности в отношении распределения урановой минерализации в пределах складчатых зон: 1) во всех провинциях с эндогенным урановым оруденением известны осадочные толщи урансодержащих пород, в то время как в районах с развитием осадочной урановой минерализации эндогенные урановые проявления бывают далеко не всегда; 2) на площадях, содержащих оба типа оруденения, эндогенные, в основном гидротермальные урановые месторождения, по возрасту являются более поздними, чем осадочные концентрации. Все это дает возможность предполагать, что источником урана в эндогенных месторождениях могут быть ураноносные осадочные толщи.

УРАНОВЫЕ ПРОВИНЦИИ В ОБЛАСТЯХ ОСНОВАНИЙ ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАТФОРМ И ИХ ЩИТОВ

Что касается допалеозойской урановой минерализации, то закономерности ее формирования и размещения изучены еще очень слабо. В древних глубокометаморфизованных образованиях этих крупных тектонических единиц земной коры могут быть выделены как метаморфогенные, так и эндогенные месторождения урана. Базируясь на данных определений абсолютного возраста, в настоящее время уже можно говорить об архейских, протерозойских и рифейских месторождениях. Однако достоверных архейских месторождений пока неизвестно. В. И. Смирнов полагает, что к ним, возможно, следует отнести часть уранового оруденения, развивающегося среди древнейших железистых кварцитов (оруденение известного месторождения Рейдиум Хилл), а также некоторые уранинитсодержащие пегматиты (Африканский щит). Вся остальная древняя урановая минерализация имеет протерозойский и рифейский возраст.

Как и в геосинклиналях, на платформах эндогенное урановое оруденение, по-видимому, генетически связывается с наиболее поздней гранитоидной формацией и представлено месторождениями пегматитовой, скарновой и гидротермальной групп. Последние весьма разнообразны и имеют широкий возрастной диапазон. Известные месторождения обычно секут интрузивные массивы и их дайковые серии. Связь рудной минерализации с этими интрузивными образованиями носит, по-видимому, парагенетический характер.

Первичноосадочные месторождения типа ураноносных конгломератов (Африканский, Канадский и Бразильский щиты) приурочены к самым нижним частям протерозойских толщ. На основании этого В. И. Смирнов считает, что их образование предшествовало возникновению магматогенных месторождений протерозоя и рифея.

Нередко встречающееся расположение урановых месторождений в виде цепочки, вытягивающейся вдоль краевой части щита (Канадский пояс), В. И. Смирнов склонен объяснять тем, что как раз по периферии щитов и сохраняются нижние горизонты протерозоя, в то время, как центральные части их сложены археем.

Послепротерозойская урановая минерализация на платформах проявлена несравненно слабее. Она пока известна в так называемых активизированных платформах и установлена только в областях воздымания, для которых характерно развитие палеозойских щелочных или гранитоидных интрузий. Типичным примером подобных образований, по мнению

В. И. Смирнова, является оруденение, связанное с Илимаусекским массивом щелочных пород в Гренландии.

УРАНОВЫЕ ПРОВИНЦИИ В ОБЛАСТЯХ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ПОКРОВНЫХ ТОЛЩ

В покровных осадочных образованиях платформ как докембрийских, так и более молодых известны урановые концентрации, имеющие местами промышленное значение и характеризующиеся общностью условий формирования.

Подобно геосинклинальным условиям здесь также образуются формации фосфатных пород, черных сланцев и пестроцветных песчаников. Кроме того, возникают формации углеродсодержащих образований и асфальтитов. Н. С. Шатский (1955) считал, что среди платформенных фосфатных образований ураноносными являются только породы терригенно-карбонатной формации. К ней он относил фосфоритовые толщи Марокко, Алжира, Туниса, Арабской Республики Египет, Израиля, Иордании и ряда районов США. Все эти фосфатные породы в настоящее время рассматриваются как типичные отложения чехла платформ различных возрастов. Так, фосфатные толщи ордовика и девона штатов Арканзаса и Теннесси относятся к покровным образованиям древней Северо-Американской платформы. Неогеновые месторождения Флориды, а также меловые и палеогеновые фосфориты Марокко являются покровными толщами эпигерцинских платформ.

Формация урансодержащих черных сланцев в покровных образованиях платформ имеет такое же региональное распространение, как и в геосинклинальных отложениях. Например, только в Соединенных Штатах эти урансодержащие сланцы установлены более чем в двухстах стратиграфических горизонтах, относящихся к широкому интервалу геологического времени — от докембрия до третичного периода. Есть подобные породы и во многих других районах мира.

Следующим представителем ураноносных платформенных покровных формаций является угленосная формация. Исследования показали, что ураноносными являются краевые части предгорных и межгорных буроугольных бассейнов, располагающихся в большинстве случаев на кристаллическом основании молодых платформ. Возраст этих угленосных формаций обычно молодой — мезозойский и кайнозойский. Как было показано при описании данной формации, урановая минерализация тяготеет к пластам слабо метаморфизованных углей или лигнитов и перемежающихся с ними песчаников. В качестве наиболее типичных примеров формации могут быть названы лигниты штатов Дакоты и Монтаны в США.

Наконец, известны также урановые месторождения в платформенных чехлах, локализующиеся среди известняков и асфальтитов. В том и другом случае ураноносные образования входят в состав пестроцветных толщ.

В. И. Смирнов обращает внимание на огромное значение климатического фактора в образовании ураноносных формаций данной группы. Он, в частности, отмечает, что ураносодержащие фосфатные осадки терригенно-карбонатной формации возникли исключительно в морских бассейнах экваториальной зоны. В жарком же климате аридного типа, по его мнению, образовались месторождения, локализованные в пестрых песчаниках. Режим осадконакопления также играет немаловажную роль в указанном процессе. Например, месторождения фосфатной формации и формации черных сланцев могли образовываться только при условии крайне замедленной седиментации, когда имело место длительное соприкосновение морской воды со слоем донного ила.

Тектоническое положение месторождений данной группы также вполне определено. Они располагаются либо на склонах приподнятых частей выступов платформенного фундамента, либо в небольших впадинах межгорного типа.

ЭПОХИ УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Что касается эндогенных концентраций, то последние создавались на протяжении всей истории геологического развития Земли. По данным М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой, максимальное количество урана (60% всех запасов) приходится на палеозойскую эру, порядка 30% падает на докембрий и примерно около 10% равномерно распределяется между мезозоем и кайнозоем.

Из всех учтенных запасов, приходящихся на долю эндогенных концентраций, не менее 95% заключено в гидротермальных месторождениях. В настоящее время достоверно не известно только архейских гидротермальных месторождений (рис. 55). В протерозое, как полагает В. И. Смирнов, следует выделить две эпохи уранового гидротермального рудообразования. Наиболее значительной является более древняя, приходящаяся на ранний протерозой. С ней как раз и связана главная масса месторождений Канадского щита. К более поздней эпохе относятся месторождения Австралии и, возможно, Индии. В палеозое основная масса урана связана с варисской металлогенической эпохой, к которой принадлежат многие известные гидротермальные месторождения ряда стран, например, большинство европейских месторождений.

Мезозойское урановое оруденение, связанное с киммерийской металлогенической эпохой, пользуется уже несравнен-

но меньшим распространением. Еще реже встречаются третичные гидротермальные месторождения, приуроченные к альпийским складчатым поясам. Правда, по мнению

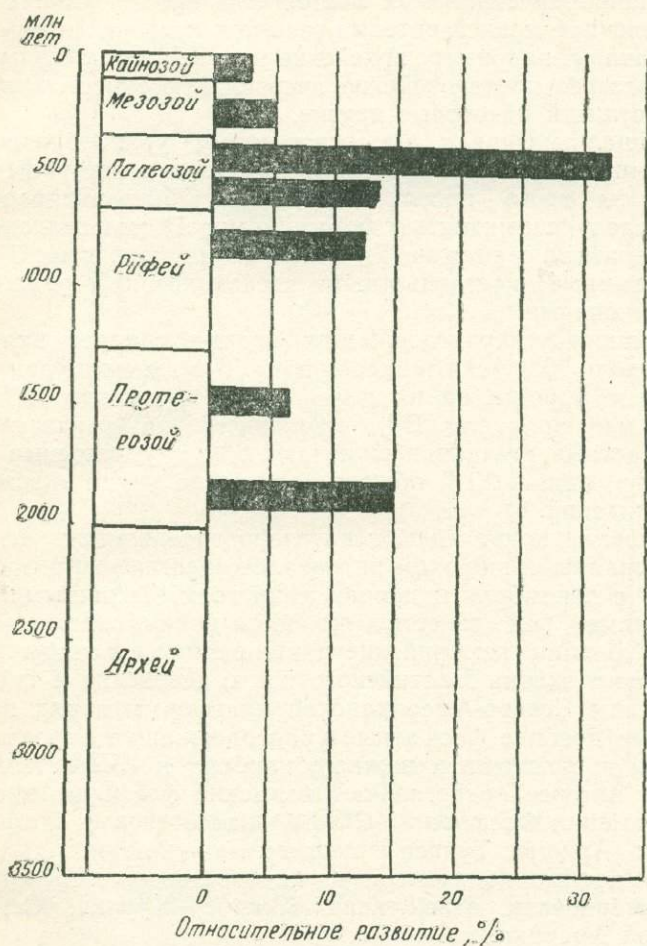


Рис. 55. Геохронологическое распределение урана в гидротермальных месторождениях (по В. И. Смирнову)

В. И. Красникова (1964), такое впечатление могло создаться благодаря тому, что большая часть молодых месторождений в настоящее время еще не открыта.

Как известно, месторождения ураноносных пегматитов характеризуются широким распространением и имеют самый

различный возраст. Однако только одни своеобразные кальцит-флюоритовые протерозойские месторождения Канады представляют самостоятельный промышленный интерес.

Что касается скарновых месторождений, то единичные их промышленные представители относятся к древним образованиям. Таковы, например, архейские ураноносные скарны Швеции, известное протерозойское австралийское месторождение Мэри Кетлин и некоторые другие.

Обобщая материал по экзогенному уранообразованию В. И. Смирнов указывал, что все известные в настоящее время ресурсы этого происхождения могут быть распределены между следующими пятью формациями: 1) углеродсодержащими черными сланцами; 2) фосфатными породами; 3) конгломератами; 4) пестроцветными песчаниками; 5) угленосными отложениями.

Формация углеродсодержащих черных сланцев включает в себя около 75% всех запасов урана. Второе место занимают фосфатные породы, на их долю падает примерно 10%. Несколько меньше, около 9%, приходится на конгломераты. Пестроцветные песчаники включают 6%, а угленосные породы всего лишь 0,1% общего количества урана экзогенных месторождений.

Урановые концентрации в углеродсодержащих сланцах формировались в широком интервале геологического времени, начиная с докембрия и кончая кайнозойем. Типичными представителями, как известно, являются докембрийские черные сланцы Швеции, кембрийские дикционемовые сланцы континентального склона Балтийского щита, девонские и карбоновые сланцы Северо-Американской платформы и ряд других.

Самые древние фосфатные урансодержащие породы пока известны в отложениях нижнего карбона в США. Наибольший же интерес представляют пермские фосфоритовые толщи (формация Фосфориа, США), палеогеновые фосфориты Марокко, Алжира, Туниса и неогеновые — Флориды.

Ураноносные конгломераты, как известно, сосредоточены в докембрийских отложениях Южной Африки, Северной и Южной Америки.

Пестроцветные урансодержащие породы нигде не обнаружены в толщах древнее верхнего палеозоя. Наиболее же они характерны для отложений мезозоя и кайнозоя.

Известные угленосные урансодержащие образования принадлежат к толщам юрских, меловых и третичных осадков.

Таким образом, из вышеизложенного следует, что в архейское время урановые концентрации почти не возникали. В протерозое же образовались крупные запасы промышленных руд в конгломератах. Наличие ураноносных конгломератов, по мнению В. И. Смирнова, является характернейшей

чертой металлогении протерозойской эры в целом. Следующие по возрасту крупные накопления урана относятся к началу палеозойской эры и связаны с формированием углеродсодержащих черных сланцев. В середине палеозоя происхо-

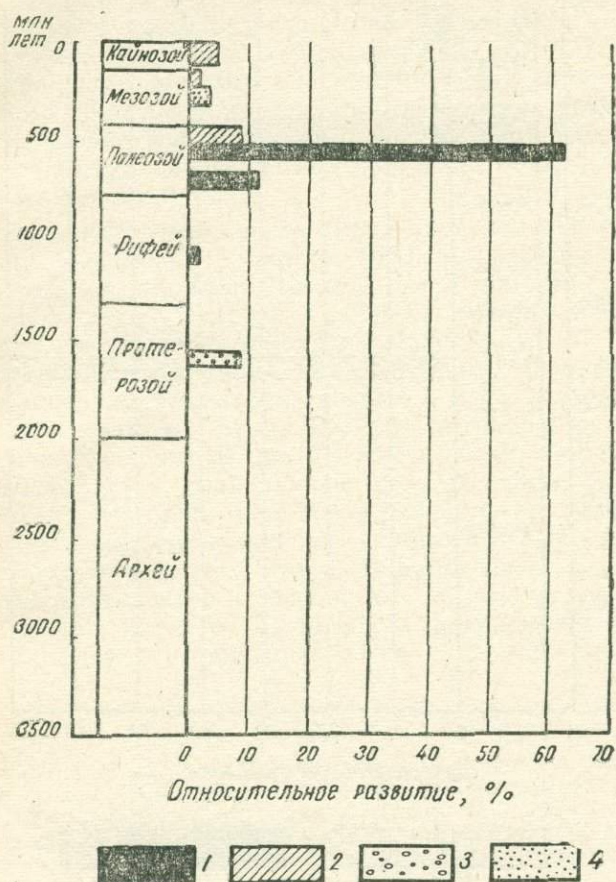


Рис. 56. Геохронологическое распределение урана в осадочных месторождениях и осадочных ураносодержащих породах (по В. И. Смирнову). 1 — черные углеродсодержащие сланцы; 2 — фосфатные породы; 3 — конгломераты; 4 — пестроцветные песчаники (уран в углях не показан из-за ограниченного количества)

дило формирование ураносодержащих фосфатных толщ, продолжающиеся до конца палеозойской эры, где к ним присоединились еще накопления ураноносных пестроцветных осадков.

Мезозойская и кайнозойская эры отличаются большим разнообразием ураноносных формаций от пестроцветных песча-

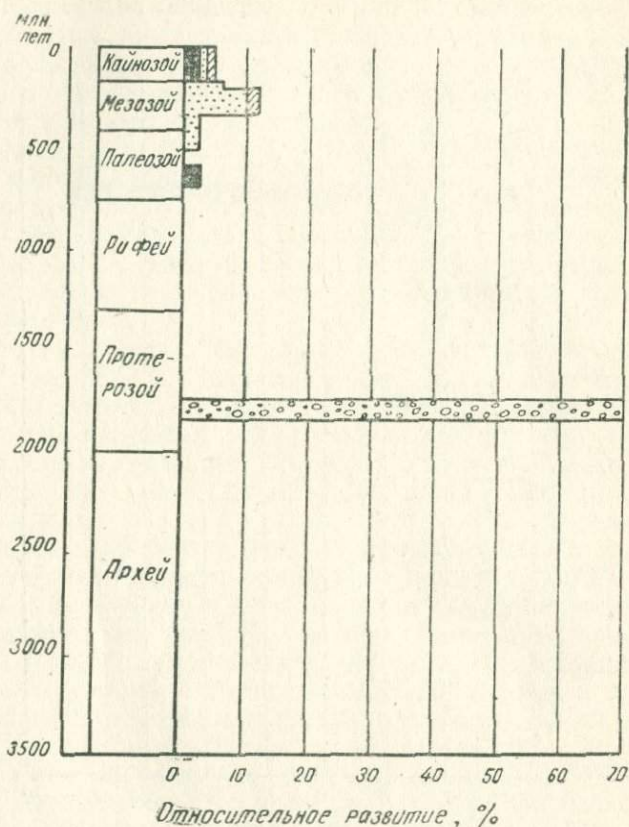


Рис. 57. Геохронологическое распределение урана в осадочных месторождениях (по В. И. Смирнову). 1 — конгломераты; 2 — пестроцветные песчаники; 3 — черные углеродсодержащие сланцы; 4 — угли

ников и конгломератов до черных сланцев, фосфоритов и углей.

Таким образом, как отметил В. И. Смирнов, имеет место определенное увеличение разнообразия типов урановых месторождений от ранних этапов развития земной коры к поздним.

При рассмотрении экзогенного рудообразования следует различать эпохи накопления ураносодержащих пород и промышленных концентраций. К первым относятся бедные по содержанию, но колоссальные по запасам черные сланцы и фосфорсодержащие породы. На рис. 56 видно, что эти породы известны в отложениях всех систем, начиная с рифея. Максимум в своем развитии они достигают в палеозое. Резко отличная картина наблюдается на рис. 57, показывающем распределение промышленных концентраций. Здесь первое место приходится на долю протерозойских осадочно-метаморфизованных руд Витватерсранда и Блайнд-Ривера. Второе место занимают пестроцветные песчаники мезозоя, сланцы же отступают на задний план.

Имеющийся в настоящее время материал как будто определенно показывает (Смирнов, 1963; Морозенко, 1965 и др.), что в мезозое и кайнозое происходит снижение масштабов уранонакопления, сопровождающееся увеличением разнообразия типов урановых месторождений.

Рассматривая ураноносность различных территорий с учетом данных по абсолютному возрасту, В. А. Евстрахин (1967) в истории развития Земли выделил 2 группы эпох уранонакопления. К первой из них относятся эпохи, имеющие планетарный характер, совпадающие с важнейшими этапами геологической истории планеты — раннепротерозойская (2000 млн. лет) и позднемезозойская — третичная (130—50 млн. лет). Ко второй принадлежат эпохи, проявляющиеся в пределах отдельных континентов и связанные с геологическими событиями более мелкого масштаба — среднерифейская (около 1200 млн. лет) и позднепалеозойская (320—200 млн. лет).

ЛИТЕРАТУРА

Адышев М. М., Калмурзаев К. Е. О седиментационно-диагенетическом происхождении уранового оруденения в углекисло-кремнисто-сланцевой формации. «Геол. рудн. месторождений», № 4, 1965.

Алексеев Ф. А., Ермаков В. И., Филонов В. А. К вопросу о содержании радия и урана в водах нефтяных месторождений. Сб. «Ядерная геофизика». Госгеолтехиздат, М., 1959.

Альтгаузен М. Н. Уран. В сб.: «Металлы в осадочных толщах». М., «Наука», 1966.

Амшинский Н. Н., Орлова Л. И., Мариич И. В. Распределение редких элементов в гранитоидных телах разной морфологии. Зап. Всесоюз. минералогич. общества. Вторая серия, ч. ХСVI, 1967, вып. I.

Баранов Э. Н. О природе покраснения вмещающих пород на месторождениях урана «Атомная энергия», № 2, 1958.

Баранов Э. Н., Григорян С. В. К вопросу о механизме движения гидротермальных растворов (на примере месторождений урана). «Атомная энергия», 1966, 20, № 6.

Батулин С. Г. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. М., Атомиздат, 1965.

Белевцев Я. Н., Коваль В. Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натриевым метасоматозом в кристаллических породах щитов. «Геол. журнал», 1968, 28, № 3.

Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамар О. А. Структурные условия образования и размещения некоторых пиков урановых месторождений. «Геол. рудн. месторождений», № 5, 1968.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН. М., 1953.

Бетехтин А. Г. О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений. «Геол. рудн. месторождений», № 1, 1959.

Бетехтин А. Г. Об экзогенных процессах образования урановых месторождений. «Геология рудн. месторождений», № 6, 1959.

Бейтс Т., Строл Э. Минералогия и химия урансодержащих черных сланцев. Труды второй Международн. конференции по мирному использованию атомн. энергии, т. 8, Атомиздат, М., 1959.

Браун А. Уран в Чаттанугских сланцах восточного Теннесси. Мат. Международ. конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Бреггер И., Дьюл Я. Органическая геохимия урана. Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Бродин Б. В. О гипогенной зональности гидротермальной урановой минерализации. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии», Атомиздат, М., 1963.

Бойцов В. Е., Кайкова Т. М. Уран и мышьяк в гидротермальном процессе. «Атомная энергия», т. 18, вып. 4, 1965.

Брусилковский С. А. Исследования условий осаждения гидроокиси уранила из низкотемпературных водных растворов. Тр. ИГЕМ, вып. 42, 1960.

Вадия Д. Н. Месторождения урана и тория в Индии. Мат. Международной конфер. по мирному использованию атомн. энергии. т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Вайн Д. Урансодержащие угли в США. Мат. Междунар. конферен. по мирному использ. атомн. энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Вайн Д., Свенсан В., Белл К. Роль гуминовых кислот в геохимии урана. Тр. 2-й Междунар. конферен. по мирн. использ. атомн. энергии, т. 8, Атомиздат, М., 1959.

Вернадский В. И. О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи. Изд. АН, 1910.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. ОНТИ, 1934.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.

Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2; 1952.

Вопросы прикладной радиогеологии. Атомиздат, М., 1963.

Власов Б. П., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д., Каждан А. Б., Лаверов Н. П., Мельников И. В., Тананаева Г. А. Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. Атомиздат, М., 1966.

Власов Б. П., Левин В. Н. Смолково-карбонатное оруденение в зоне даек порфиритов среди субвулканического интрузива фельзит-порфиров. В сб.: «Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений». М., «Наука», 1968.

Вольфсон Ф. И., Ищукова Л. П., Вишняков В. Е., Пальшин И. Г., Шлейдер В. А., Дронов Ю. В. Условия локализации

гидротермального уранового оруденения в слоистых толщах верхнего структурного этажа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.

Вольфсон Ф. И., Кушнарев И. П. и др. Некоторые вопросы формирования гидротермальных урановых месторождений. Изв. высших учебных заведений, «Геология и разведка», № 9, 1961.

Воскресенская Н. Т. К вопросу о форме нахождения урана в углях. Изв. АН Киргизской ССР, 11, вып. 5, 1960.

Воробьев В. П., Грушевой Г. В. Генезис экзогенных месторождений урана в осадочных породах. «Геол. рудн. месторождений», 1966, 8, № 3.

Гаврили Р. Д., Злобин Б. И., Леонова Л. Л., Певцова Л. А., Агафонникова Л. С., Классова Н. С. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. «Наука», М., 1966.

Гаррелс Р. М. Некоторые термодинамические соотношения между окислами урана и их связь с окислительными состояниями урановых руд плато Колорадо. Сб. «Термодинамика геохимических процессов». Изд-во иностр. лит., М., 1960.

Гаррелс Р. М., Рихтер Д. Х. Может ли углекислота играть роль рудообразующего флюида в условиях небольших глубин? Сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд-во иностр. литературы, 1960. «Геология гидротермальных урановых месторождений». Сборник. М., «Наука», 1966.

«Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений». Сб., М., «Наука», 1968.

Герасимовский В. И. Геохимия урана в магматическом процессе. Сб. «Основные черты геохимии урана», Изд. АН СССР, М., 1963.

Германов А. И. Основные черты гидрогеохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1960.

Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Гецева Р. В. К характеристике осадочно-метаморфического типа уранового месторождения. Сб. «Вопросы геологии урана», Атомиздат., М., 1957.

Гинзбург А. И. Поисковые признаки редкометалльных пегматитов. «Разведка недр», № 3, 1949.

Гинзбург А. И. Типы редкоземельных пегматитов. «Разведка недр», № 7, 1957.

Горшков А. А., Омеляненко Б. И., Солюшкин Е. П. Опыт изучения условий локализации прожилково-вкрапленных руд гидротермального происхождения. «Геол. рудн. месторождений», 1964, № 1.

Готман Я. Д. Осадочные месторождения урана. Сб. «Геология, поиски, разведка месторождений урана». Госгеолтехиздат, М., 1955.

Готман Я. Д., Зубрев И. Н. Генетическая классификация урановых месторождений. «Сов. геология», № 3, 1963.

Готман Я. Д., Нифонтов Р. В. Процессы образования осадочных урановых месторождений и поисковые критерии. «Геол. рудн. месторожд». № 3, 1964.

Гриффит Дж., Ланг А., Робинсон С., Роское С., Стеси Х. Типы месторождений радиоактивных минералов и запасы руд в Канаде. Тр. второй Межд. конф. по мирн. использ. атомн. энергии, т. 8, М., 1959.

Данчев В. И. Основные принципы классификации экзогенных месторождений урана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1961.

Данчев В. И. Об условиях образования и классификации экзогенных месторождений урана. «Атомная энергия», 14, вып. 3, 1963.

Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. Атомиздат, М., 1966.

Данчев В. И., Корнилов А. М., Неймышев М. В., Оляха В. В., Прошляков Б. К., Стрелянов Н. П., Сытников М. П. Об урановом оруденении в карбонатных осадочных породах. «Геол. рудн. месторождений», № 6, 1959.

Данчев В. И., Оляха В. В. Некоторые вопросы генезиса уранового оруденения в связи с изучением эффективности пористости рудосодержащих карбонатных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1959.

Дэйвидсон К. Ф. Радиоактивные минералы в Федерации Центральной Африки. Мат. Междунар. конф. по мирному исполъз. атомн. энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Денсон Н. М. и Гилл Д. Р. Урансодержащие лигниты и их соотношение в вулканических породах восточных районов штатов Монтана и Дакота. Мат. Межд. конф. по мирн. использованию атомн. энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Деррик Ж. Ж. и Ваэс Ж. Ф. Месторождение урана в Шинкодобе. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов», Госгеолтехиздат, М., 1956.

Дмитриев Л. В., Леонова Л. Л. Уран и торий в гранитоидах Каибского массива (Центральный Казахстан). «Геохимия», 1962, № 8.

Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Дуброва И. В. Урансодержащие твердые битумы в эффузивах. «Геол. рудн. месторождений», № 6, 1961.

Дымков Ю. М. Урановая минерализация рудных гор. Атомиздат, М., 1960.

Дымков Ю. М., Бородин Б. В. К вопросу о покраснении минералов в ураноносных жилах. «Атомная энергия», т. 10, № 4, 1961.

Дю-Тойт. Геология Южной Африки. Изд-во иностранной литературы, М., 1958.

Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. Атомиздат, М., 1962.

Евсеева Л. С., Фомина Н. П., Кочетков В. И., Суражский Д. Я. К вопросу об условиях образования и классификации экзогенных эпигенетических месторождений урана. Вопросы прикладной радиогеологии, Атомиздат, М., 1967.

Евсеева Л. С., Фомина Н. П., Ордынец Г. Е. Влияние восстановительных пород на локализацию гидротермального уранового оруденения «Атомная энергия», 1968, 25, № 3.

Евстрахин В. А. Урановорудные эпохи. Изв. АН СССР, сер. геологическая, 1967, № 3.

Ермакова Г. С. Уран Сб. «Минеральные ресурсы промышленного развития капиталистических и развивающихся стран (на начало 1970 г.)», 1971.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковского ун-та, 1950.

Ермолаев Н. Т., Тарасов Л. С. Геохимия урана в пегматитовом процессе. Сб. «Основные черты геохимии урана». Изд-во АН СССР, М., 1963.

Журавлев Р. С., Осипов Д. К. Уран в основных породах Патына и Большой Куль-Тайги в Горной Шории. «Геохимия», № 4, 1965.

Журавлев Р. С., Осипов Д. К., Гладких З. В. Распределение урана и тория в нефелиновых породах горы Горячей и вопросы их генезиса. «Геохимия», № 6, 1965.

Земцова О. И., Виселкина М. А., Перельман А. И. Два класса восстановительных геохимических барьеров в экзогенных урановых

месторождений «Атомная энергия», 1970, 28, № 1.

Зубков А. И. Урансодержащие твердые битумы. «Геология рудных месторождений», № 5, 1960.

Изаксен Я. В. Геология урановых месторождений в формациях Шайнарармп и Чинл, плато Колорадо. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов». Госгеолтехиздат, М., 1956.

Каждан А. Б. Месторождения уран-молибденовой рудной формации. В сб. «Вопросы прикладной радиогеологии», вып. 2, М., Атомиздат, 1967.

Казаков В. С., Кузьменко А. В., Руткевич И. С. Условия локализации ураноносных альбитов в зоне крупных разломов нижнего структурного этажа. В сб.: «Геол. и вопросы генезиса эндоген. урановых месторождений». М., «Наука», 1968.

Казанский В. И. Крупенников В. А., Омеляненко Б. И., Прусс А. К. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбитов. «Геол. рудн. месторождений», № 1, 1968.

Казицын Ю. В. Минералого-геохимические особенности аргиллизации основных пород. Зап. Всесоюзн. Мин. общества, 1962, ч. 91, вып. 4.

Камерон Е. Н., Джанс О. Г. и др. Внутреннее строение гранитных пегматитов. Изд. иностранной лит., М., 1951.

Каравайко Г. И., Голомзик А. И., Филипенко В. С. Изучение микробиологических окислительных процессов на Дегтярском месторождении медно-колчеданных руд. Изв. АН СССР, сер. биол., 1967, № 3.

Карпенко В. С. Явления метаморфизма урановых руд. Сб. «Вопросы геологии урана». Атомиздат, М., 1957.

Катаяма Н. Генезис урановых месторождений в осадочных породах. Сб. докладов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса 1960 г., т. XXV, сб. переводов из зарубежных журналов ОНТИ, ВИМС, вып. 25, М., 1961.

Кац Д. и Рабинович Б. Химия урана. Изд. иностран. лит. М., 1954.

Келли В. К. Влияние региональной структуры на генезис и распределение урановых месторождений на плато Колорадо. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов». Госгеолтехиздат, М., 1956.

Керр П. Ф. Месторождения урана и тория. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов». Госгеолтехиздат, М., 1956.

Кейс У., Додд П. Литофации континентальных осадочных пород, связанные с важнейшими урановыми месторождениями на западе США. Тр. второй Международной конференции по мирн. использ. атомн. энергии, т. 8, Атомиздат, М., 1959.

Кинг Д. У. Лигниты с высоким содержанием урана в округе Хардинг Южная Дакота. Мат. Междунар. конференц. по мирному использованию атомной энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Клеппер М. Р., Уойт Д. Г. Урановые провинции. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов», Госгеолтехиздат, М., 1956.

Ковалев В. А. О полигенности уранового оруденения в угольных отложениях. «Советская геология», № 10, 1970.

Колядин Л. Б. и др. Формы нахождения урана в водах Черного моря. Докл. АН СССР, 132, № 4, 1960.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений. Тр. института геол. наук, вып. 68, серия рудн. месторождений, 1948.

Королев Д. Ф., Погорелова М. Г. О механизме накопления урана в песчаниках на примере одного из осадочных месторождений «Геол. рудн. месторожд.», № 3, 1964.

Королев Д. Ф. О генезисе метаколлоидных минералов. «Геол. и геофиз.», 1963, № 8.

Котельников Г. Н., Полуаршинов Г. П. Возможности образования россыпных м-ий урана. «Атомн. энергия», 1967, 23, № 1.

Косуль Ф. Геохимический баланс в гидросфере. Сб. «Ядерная геология», М., изд-во иностранной литературы, 1956.

Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. высших учебн. заведений, «Геология и разведка», № 9, 1960.

Котляр В. Н. и др. Уран в древних конгломератах. Госатомиздат, М., 1963.

Котляр В. Н. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. Сб. Мат. Межвед. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций», 1963, М., «Недра», 1965.

Котляр В. Н. Некоторые итоги изучения рудоносности вулканогенных формаций. «Геол. рудн. месторождений», 1968, 10, № 2.

Красников В. И. Геологические предпосылки поисков месторождений урана. Атомиздат, 1964.

Крылов А. Я. Распределение урана и тория в гранитном массиве Джеты-Огуз. Тр. радиового института АН СССР, № 7, 1956.

Крылов А. Я. Распределение урана и тория в некоторых однофазных интрузиях Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 11.

Кушнарев И. П., Лукин Л. И. и др. Общие закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидротермальных урановых месторождений. Тр. второй Межд. конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 3, Атомиздат, М., 1959.

Лабунцов А. Н. К минералогии Сев. Карелии. Изв. АН СССР, № 7—8, 1927.

Лаверов Н. П., Запорожец А. А., Канцель А. В. и др. Некоторые особенности геологии уран-молибденовых месторождений, приуроченных к субвулканическим интрузивам кислых пород. «Геол. рудн. месторождений», 1965, № 6.

Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Геологические структуры урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам. Сб. «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений», Тр. института геол. рудн. м-ний, петрографии, минералогии и геохимии. АН СССР, вып. 82, 1962.

Лаверов Н. П., Козырев В. Н., Хорошилов Л. В. Некоторые особенности геологии урановых месторождений, приуроченных к экструзивам. «Геол. рудных м-ний», № 6, 1964.

Ларсен Е. С., Фейер Ж., Готтфид Д., Смит В. Уран в магматической дифференциации. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов». Госгеолтехиздат, М., 1956.

Латимер В. Н. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. Изд-во иностр. литерат., 1954.

Леонова Л. Л. и Таусон А. В. Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральной Тянь-Шань). «Геохимия», № 7, 1958.

Либенберг У. Р. Условия залегания и теория происхождения урановых минералов и золота в рудах Витватерсранда. Тр. второй Международ. конферен. по мирному использованию атомной энергии, том. 8, Атомиздат, М., 1959.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. 2, ОНТИ, 1934.

Лисицын А. Е., Магинко С. В. К характеристике минерализующих растворов. «Геохимия», № 9, 1961.

Лисицина Г. А., Омельяненко Б. И., Рудонис П. А. Низкотемпературные кварц-альбитовые изменения пород вблизи урановых рудных тел. «Геол. рудн. месторожд.», 1963, № 1.

Лусиан Ж. д и Морас. Известные месторождения урана и тория в Бразилии. Мат. Международ. конф. по мирному использованию атомной энергии. том 8, Атомиздат, М., 1959.

Макаров Е. С., Кристаллохимия урановых минералов. Сб. «Основные черты геохимии урана», изд-во АН СССР, М., 1963.

Мак-Келви В. И. Уран в фосфатных породах. Мат. Международ. конф. по мирному использованию атомной энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Мак-Келви В. Н., Эверхарт Д. А., Гаррелс Р. М. Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов». Госгеолтехиздат, М., 1956.

Мак-Келви В. И., Карсуэли Л. Д. Уран в формации Фосфориа. Мат. Межд. конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, 1958.

Мак-Келви В., Эверхарт Д., Гаррелс Р. Происхождение урановых месторождений. Сб. «Проблемы рудных месторождений», изд-во иностр. литературы, М., 1958.

Малинин С. Д. Система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях. «Геохимия», № 3, 1959.

Манская С. М., Дроздова Т. В., Емельянова М. П. Связывание урана гуминовыми кислотами и милано-идинами. «Геохимия», № 8, 1956.

Мартинсон К., Велин Э. Урановая минерализация в железных рудах Центральной Швеции. Тр. второй Межд. конференции по мирн. использ. атомн. энергии, т. 8, Атомиздат, М., 1959.

Мелков В. Г. Минералогия урана. Геология, поиски и разведка урана (руководство для геологов), ч. I, Госгеолтехиздат, М., 1955.

Мелков В. Г., Пухальский В. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Мельников И. В. Некоторые особенности образования различных генераций урановой смолки. «Геол. рудных месторождений», № 3, 1961.

Морозенко Н. К. О металлогенических эпохах урана. Записки Всес. минералог. общества, вып. I, 1965.

Науомов Г. Б. К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах. Геохимиз., № 1, 1959.

Науомов Г. Б. Некоторые физико-химические особенности поведения урана в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 2, 1961.

Нейербург Дж. Дж. Уран в изверженных породах Соединенных Штатов Америки. Мат. межд. конф. по мирному использ. атомной энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, 1958.

Некрасова З. А. К вопросу о генезисе уранового оруденения в углях. Сб. «Вопросы геологии урана», Атомиздат, М., 1957.

Некрасова З. А. К вопросу о формах нахождения урана в некоторых углях. Тр. второй Междунар. конф. по мирному использ. атомн. энергии, т. 3, Атомиздат, М., 1959.

«Основные черты геохимии урана». Сб. изд-во АН СССР, М., 1963.

Пак А. И. Роль структурно-тектонических условий в формировании осадочно-инфильтрационных месторождений урана. «Узб. геол. ж.», 1966.

Пельмский Г. А. Вертикальная метасоматическая зональность околорудных изменений в гранитах, вмещающих гидротермальные ураноносные жилы. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии», Атомиздат, М., 1963.

Перельман А. И., Батулин С. Г., Данчев В. И. и др. Геохимия урана в зоне гипергенеза и образование урановых месторождений. В сб.: «Пробл. геол. минеральн. месторожден. петролог. и минералогии», т. 1, М., «Наука», 1969.

Пиенар П. Д. Ж. «Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио». Изд-во «Мир», М., 1967.

Пипирингос Г. Н. Ураносодержащий уголь в центральной части Грейт-Дивайд Бейсин, округ Суатуотер, Вайоминг. Материалы Межд. конф. по мирн. испол. атомн. энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

- Пирс А., Митгон Дж., Барнет П. Геохимия урана в органических веществах нефтеносных пород. Тр. второй Межд. конф. по мирн. испол. атомной энергии, т. 8, Атомиздат, М., 1959.
- Рафальский Р. П. Физико-химическое исследование условий образования урановых руд. Госатомиздат, М., 1963.
- Ререративный журнал. «Геология. Рудные месторождения», № 1, М., 1969. Реферат работ Сугинахара Масааки, 1967, № 6.
- Рехарский В. И., Плятт И. Д. Некоторые экспериментальные данные об условиях образования настуран-молибденовой парагенетической ассоциации. «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 3.
- Рехарский В. И., Крутецкая О. В. Уран в породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1961.
- Рожкова Е. В., Разумная Е. Т. и др. Роль сорбции в осадочных породах. Тр. второй Межд. конф. по мирному исполъз. атом. энергии, т. 3, Атомиздат, М., 1959.
- Рубо М. Урановые месторождения Франции и ее владений. Мат. Межд. конф. по мирному исполъз. атом. энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Рыженко Б. Н. О величинах констант диссоциации угольной кислоты при повышенных температурах. Докл. АН СССР, 149, 1963.
- Сазыкин Н. С. Сырьевые ресурсы урановой промышленности капиталистических стран и их использование. М., «Недра», 1968.
- Салаи А. Значение гумуса в геохимическом обогащении урана. Тр. 2-й Межд. конф. по мирн. испол. атом. энергии, т. 8, Атомиздат, М., 1959.
- Сапожников Д. Г., Виселкина М. А. Экзогенное урановое месторождение, связанное с пестроцветной континентальной толщей. «Геол. рудн. месторожд.», № 3, 1962.
- Сапрыкина Т. В. О распределении урана в породах Ловозерского шелочного массива. «Геохимия», № 5, 1959.
- Семенов А. И. Некоторые вопросы металлогении урана. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, изд-во АН СССР, М., 1959.
- Серебрякова М. Б., Разумная Е. Г. К вопросу о форме нахождения урана в апатите. ДАН СССР, т. 143, № 6, 1962.
- Сериков Ю. И. К вопросу о происхождении урана в хадумских глинах (восточное Предкавказье). «Геохимия», № 3, 1964.
- Симс П. К. и Тукер У. С. Месторождения урановой смолки в районе Сетрал Сити и прилегающих к нему площадей в округах Гилпин и Клар-Крак, Колорадо. Мат. Междунар. конф. по мирному исполъзованию атомной энергии, том 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Скворцова К. В., Сидоренко Г. А., Дара А. Д., Силантьева Н. И., Медоева М. М. Фемолит — новый сульфид молибдена. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1964, ч. 93, вып. 4.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, М., 1951.
- Смирнов В. И. Металлогения урана. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии», Госатомиздат, М., 1963.
- Соболева М. В., Пудовкина И. Л. Минералы урана. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Соловьев Н. Н., Тютин В. Н., Власов Б. П., Баюшкин И. М. Магматизм и (урано-молибденовое) оруденение одного из районов палеовулканизма. Изв. высш. учебн. завед. «Геол и разведка», 1966, № 11.
- Соловьев Н. Н., Чекушкин В. Д., Роков А. Н. Геологические особенности месторождения уран-молибденовой формации, связанного с древним вулканическим аппаратом. Изв. высш. учебн. завед. «Геол. и разведка», 1968, № 11.

Старик И. Е. Колядин Л. Б. Об условиях существования урана в океанической воде. «Геохимия», № 3, 1957.

Старик И. Е. и др. Содержание урана в природных водах СССР. Тр. Радиового института, 1958.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, изд-во АН СССР, М., 1962.

Стороженко С. А., Коновалов И. М. О морфологии уран-молибденовых рудных тел. «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 9, 1.

Суражский Д. Я. Генетические типы промышленных месторождений урана. «Атомная энергия», № 2, 1956.

Таусон Л. В., Злобин В. И., Леонова Л. Л. Распределение урана в гранитоидном комплексе Сусамырского батолита. «Геохимия», 1956, № 7.

Токарев А. Н., Щербakov А. В. Радиогидрогеология. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Толмачев У. М. Адсорбция солей уранила твердыми сорбентами. Докл. АН СССР, № 1, 1943.

Тугаринов А. И. Об определении времени метаморфизма измененных урановых минералов. Бюлл. комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций № 2, 1957.

Тугаринов А. И., Бабилова Е. В., Зыков С. И. О гидротермальном метаморфизме урановых месторождений. «Геохимия», № 11, 1961.

Тугаринов А. И., Ордынец Г. Е., Суражский Д. Я., Самолетов А. С. Изотопный состав свинца и некоторые вопросы генезиса браннеритовых руд. Вопросы прикладной радиогенезологии. Атомиздат, М., 1967.

Тугаринов А. И., Наумов Б. В. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. «Геохимия», № 2, 1969.

Туровский С. Д. К геохимии урана и тория. Распределение радиоактивных элементов в изверженных породах. Сев. Киргизии. «Геохимия», № 2, 1957.

Уикс А. Минералогия и окисление урановых руд плато Колорадо. Мат. Межд. конф. по мировому использ. атом. энергии, т. 6, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Уокер Г. В., Остеруолд Ф. В. Связь вторичных урановых минералов с содержащими урановую смолку жилами в Мэрисвейле—Юга. Мат. Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии в Женеве, т. 6, Госгеолтехиздат, 1958.

Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1931.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Том. 3, изд-во АН СССР, М., 1955.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Том. 5, изд-во АН СССР, М., 1959.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Том. 6, изд-во АН СССР, М., 1960.

Фишер Р. П. Урано-ванадиево-медные месторождения в районе плато Колорадо. Сб. «Геология атомных сырьевых материалов», Госгеолтехиздат, М., 1956.

Филиппов М. С., Комлев Л. В. Уран и торий в гранитоидах Среднего Приднепровья. «Геохимия», № 5, 1959.

Хейнрих Э. У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. Изд-во иностр. лит. М., 1962.

Холодов В. Н., Лисицина А. К. и др. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных урановых породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1961.

Черников А. А. Гипергенная зональность на сульфидно-урановых месторождениях и причины ее возникновения. Тр. института геол. рудн. мин., петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 70, «Вопросы геохимии», т. 3, 1962.

Черепнин В. К., Крюков В. Г. Особенности метасоматоза и оруденения в вулканических поясах. Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулканотектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР (материалы VI Всесоюзного металлогенического совещания). Владивосток, 1971.

Черепнин В. К. Некоторые особенности морфологии и формирования зоны окисления Майнского медно-колчеданного месторождения. Изв. Томск. политехнического института, т. 135, 1965.

Черепнин В. К. К вопросу о систематике гидротермальных месторождений урана. Изв. Томского политехнического института, т. 166, 1969.

Шахов Ф. Н. Морфологические черты зон окисления. Тр. института геол. и геофизики СО АН СССР, вып. 4, 1960.

Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Новосибирск, 1947.

Шахов Ф. Н. Принципы систематики эндогенных рудных месторождений. «Геология и геофизика», № 10, изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1962.

Шиловский П. П., Сидельникова В. Д. Геохимические ассоциации и зональное строение уран-селеновых рудных тел в песчаниках красноцветной толщи. В сб.: «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». М., «Наука», 1966.

Шубникова О. М. Минералы редких земель и их диагностика. Изд-во АН СССР, М., 1948.

Щербина В. В., Щербаков Д. И. Химия и геохимические особенности урана. Геология, поиски и разведка месторождений урана (руководство для геологов), ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1955.

Щербина В. В. Геохимия урана в зоне окисления рудных месторождений на основе экспериментальных данных. Тр. второй Межд. конф. по мирному использованию атомной энергии, т. 8. Геология атомного сырья. Атомиздат, М., 1959.

Щербина В. В. Геохимия урана в зоне окисления. Сб. «Основные черты геохимии урана», изд-во АН СССР, М., 1963.

Щуров В. П., Тимофеев Е. В. Некоторые типы структурного контроля руд на гидротермальных урановых месторождениях. «Геол. рудн. месторождений», № 4, 1965.

Ченцов И. Г. О вхождении урана в некоторые породообразующие минералы. «Вопросы геохимии», т. 1, Тр. института рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 28, 1959.

Ченцов И. Г. Вопросы минералогии и геохимии некоторых осадочных урановых рудопроявлений. «Вопросы геохимии», Тр. ин-та геол. рудн. месторожд. петрографии, минералогии и геохимии, вып. 28, 1959.

Эверхарт Д. Л. Жильные месторождения урана в Соединенных Штатах Америки. Геология атомных сырьевых материалов. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Экзогенные эпигенетические месторождения урана (условия образования). Ред. А. И. Перельман, Атомиздат, 1965.

Якжин А. А. Поиски и разведка урановых месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Яковлева М. Н., Шуршалдина М. А. Формы миграции урана и связанные с ними вторичные аккумуляции (ореолы) в зоне гумидного климата.

Янишевский Е. М. и Константинов В. М. О влиянии тектонических и литологических факторов на локализацию гидротермального уранового оруденения в Рудных Горах. «Геол. рудн. месторождений», № 6, 1960.

Abraham E. M. Geology of parts of Long and Spragge Townships, Blind River Uranium Area. District of Algoma, Ontario Dept. Mines Prelim. Rept., 1952—1953, 1953.

Allen R. B., MacDonald B. C., Smith E. E. N. Pithblende deposits of the St. Louisfault, Beaverlodge area, Saskatchewan. Can. Min. Met. Bull. 47, 67—70, 1954.

- Armstrong F. C. Pitchblende deposits on Quartz Hill, Central City district, Gilpin County, Colorado. *Geol. Soc. Am., Bull.* 63, 1232, 1952.
- Bain G. W. Geology of the fissionable materials. *Econ. geol.*, 45, № 4, 1950.
- Baines V. The geologie of the Odendorsrus goldfield in relation to that of the Klerksdorp District and Notes on The Upper Division of the Witwatersrand System. *Trans. geol. Soc., S. Afr.* 52, 1949.
- Baroch Ch. T. Uranium. «*Bull. Bur. Mines*», 1965, № 630.
- Barton P. B. Fixation of uranium in the oxidized base metal ores of the Goodsprings district, Clark County, Nevada. *Econ. Geol.*, 51, 178—191, 1956.
- Bateman J. D. Recent uranium developments in Ontario. *Econ. Geol.*, 50, № 4, 1955.
- Bateman J. D. Uranium — bearing auriferous rufs of Jacobina, Brazil. *Econ. geol.*, 53, № 54, 1958.
- Branner J. C. Geology and Topography of the Serra de Jacobina. *Amer. Jour. Sci.*, 30, 1910.
- Breger I. A., Deul M., Rubinstein S. Geochemistry and mineralogy of a uraniumiferous lignite. *Econ. Geol.*, 50, 206—226, 1956.
- Buffam B. S. W. Uranium deposits, Beaverlodge area, Saskatchewan. Canada (abs.) *Geol. Soc. Am., Bul.* 62, 1427, 1951.
- Butler B. S. and o. The ore deposits of Utah U. S. Geol. Survey Prof. Paper III, 1920.
- Buttgenbach H. Les mineraux de Belgique et du Congo Belge, Paris, 1947.
- «*Canad. Mining and Metallurg. Bull.*», 1967, 60, № 660.
- Cerveira A. Sibre a metallogenia do uranio em Portugal. *Bul. Soc. Geol. Portugal*, 8, F. 3, 1951.
- Christie A. M. Coldfields—Martin Lake mar-area. Saskatchewan. *Can. Geol. Survey. Mem.* 269, 1953.
- Collins W. H. North shore of Lake Huron. Canada Geol. Survey. *Mem.* 143, 1925.
- Davidson C. F., Bowie S. H. U. On thucholite and related hydrocarbon-uraninite complexes with a note on the origin of the Witwatersrand gold ores. *Bull. of the geol. Surv. Gt. Britain*, 3, 1951.
- Davidson C. F. The gold-uranium ores of the Witwatersrand. *Min. Mag.*, № 2, 1953.
- Davidson C. F. and Ponsford D. R. A. On the Occurrence of uranium in Coals. *Min. Mag. (London)* 91, 265—273, 1954.
- Davidson C. F. The mineralisation of the Witwatersrand. *Min. Mag.*, 92, № 3, 1955.
- Davidson C. F. The economic geology of thorium. *Mineral. Mag.*, 94, 1956.
- Davidson C. F. On the occurrence of uranium in ancient conglomerates. *Econ. geol.*, 52, № 6, 1957.
- Davidson C. F. Uranium in ancient conglomerates. *Econ. geol.*, 53, № 8, 1958.
- Davidson C. F. Further observations on uraniumiferous conglomerates. *Econ. geol.*, 54, 1959.
- Davidson C. F. The present state of the Witwatersrand controversy. *Mining Mag.*, 102, № 2—4, 1960.
- Davidson C. F., Guldbrandsen R. A. Selenium in the Phosphoria formation in Idaho, Wyoming, Utah and Montana (abs). *Geol. Soc. Am., Bull.* 68, 1957.
- Davidson C. F. Selenium in some oxidized sandstone — type uranium deposits. *Geol. Surv. Bull.* 1963., № 1162—C.
- Davidson C. F. *Bull. of the Inst. of Mining Metallurgy*, March 1965, № 700 transactions, vol. 74, 1964—1965, part 6.

- Deul M., Annell C. S. The occurrence of minor elements in ash of Low-rank coal from Texas, Colorado, North Dakota and South Dakota. U. S. Geol. Survey, Bull. 1036—H, 1956.
- Derry D. R. Evidence of the origin of the Blind River uranium deposits. *Econ. Geol.*, 55, № 5, 1960.
- Everhart D. L. Origin of uranium deposits, a progress report. *Am. Jct. Mining Engrs., Trans.*, 1954.
- Furnival G. M. A Silver—Pitchblende Deposit at Contact Lake, Great Bear Lake Area, Canada. *Econ. Geol.*, 34, № 7, 1939.
- Fraser J. A. Crakingstone, Saskatchewan. *Can. Geol. Survey, Paper* 54—58, 1954.
- Garlick W. L. and Brummer J. J. The age of the granites of the Northern Rhodesian copper belt. *Econ. Geol.* 46, № 5, 1951.
- Gillson J. L. Deposits of heavy minerals on the Brazilian coast. *Am Inst. Mining Eng., Trans.*, 1950.
- Granger Harry C. Localisation and control of uranium deposits in the southern San Juan basin, mineral belt, New Mexico—on hypothesis. «*Geol. Surv. Profess. Paper.*», 1968, № 600—B.
- Granger H. C., Santos E. S., Dean B. G. and Moore F. B. Ambrosia Lake area, New Mexico, in Geologic investigations of radioactive deposits, seminal progress report, June 1, to Nov. 30, 1959.
- Graton L. C. Hidrotermal origin of the Rand gold deposits. *Econ. geol.*, 25, Suppl. 1—185, 1930.
- Griffith J. W. Uranium *Canad. Mining* 1, 85, № 2, 1964.
- Grüner J. W., Fetzer W., G. Rapaport I. The uranium deposits near Marysvale, Piute Country Utah. *Econ. Geol.*, 46, 1951.
- Grüner J. W. Uranium in sedimentary rocks. *Min. Mag.*, 47, № 3, 1957.
- Guillemain C. Zur Kenntnis der Lagerstätten in der Provinz Katanga der Belgischen Kongo—Kolonie. *Zeitschr. für prakt. Geol.*, 1913.
- Hart R. C., Harper H. G. et al. Uranium deposits of the Quirke Lake through Algoma district, Ontario. *Transactions Canadian Inst. Min. Metallurgy*, 58, 1955.
- Hass W. H. Age and correlation of the Chattanooga shale and the Maury formation. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 286, 47 p., 1956.
- Hess F. L. New and Known minerals from the Utah—Colorado carnotite region. U. S. Geol. Surv. Bull., 750, 1924.
- Hess F. L. Uranium, Vanadium, Radium, Gold, Silver, and Molybdenum in sedimentary deposits, in Ore deposit of The Western States. *Amer. Inst. Mining and Metall. Eng.*, 1933.
- Heyl A. V. Zoning of the Bitter Creen vanadium—uranium deposit near Uravan Colorado. *Contributions to economic geology. Surv. Bull.*, № 1042—H, 1957.
- Hilpert L. S. and Moench R. H. Uranium deposits of the southern part of the San Juan Basin, New Mexico. *Econ. Geol.*, 55, 429—464, 1960.
- Hoekstra H. R., Fuchs L. H. The origin of thucholite. *Ec. Geol.*, 55, № 8, 1960.
- Holmes S. W. Geology and mineralogy of the Pronto uranium deposits, district of Algoma, Ontario, Canada. *Econ. Geol.*, 51, № 1, 1956.
- Holmes S. W. The uranium bearing conglomerates of the Blind River—Algoma Area. *Canada Mining. J.*, 79, № 4, 1958.
- Holmes A. and Cahen L. *Geochronologie Africaine. Mem. Acad. rog. des Sciences coloniales. Nouv. ser.*, vol., 5, fasc 1, 1957.
- Jahns R. H. The study of pegmatites. *Econ. Geol.*, 50, № 2, 1955.
- Jolliffe A. W., Bateman J. D. Map of the Eldorado mine area. *Can. Geol. Survey Spec. Map*, 1944.
- Joubin F. R. Uranium deposits of the Algoma district, Ontario, *Transact. Canadian Inst. Min. Metallurgy*, 57, 1954.

- Joubin F. R. Uranium deposits of the Blind River. *Min. Eng.*, 8, № 6, 1956.
- Joubin F. R., James D. H. The Algoma District, Canada. *Min. Journ.*, 77, № 66, 1956.
- Joubin F. R., James D. H. Rexpar uranium deposits Canada. *Min. Journ.*, 77, № 7, 1956.
- Joung R. B. The banket gurnsey and Jackson (London), 1917.
- Joung R. B. The genesis of the gold in the Rand Banket. *Ann. to Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 34, 1931.
- Joung R. B. A tour of the gold—uranium mines in South Africa. *West Miner and Oil Rev.*, 28, № 11, 1955.
- Kelly L. The Bencroft pegmatites. *Canad. Mining J.*, 77, № 6, 1956.
- Kidd D. E. Pitchblendn—silver deposit Great Bear Lake, Canada. *Econ. Geol.* vol. 27, № 2, 1932.
- Kidd D. E., Haycock M. N. Mineralogy of the ores of Great Bear Lake. *Bull. Soc. Amer.*, 46, № 6, 1935.
- Kraus M. Das staatliche Uranpecherzbergbaurevier bei St. Joachimstahl in Böhmen. Wien, 1916.
- Lang A. H. Canadian deposits of uranium and thorium. *Can. Geol. Survey, Econ. Geol. Ser.*, 16, 1952.
- Liebenberg W. R. The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand system, the Dominion reef, the Wentersdorp Contact reef and Blaek reef. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 58, 1955.
- Liebenberg W. R. A mineralogical approach to the development of the uranium extraction processes practised in the Witwatersrand. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 57, № 4, 1956.
- Liebenberg W. R. The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand System. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 58, 1956.
- Liebenberg W. R. On the origin of uranium, gold and osmiridium in the conglomerates of the Witwatersrand goldfields. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, B. 94, m. 2, 1960.
- Lindgren W. *Mineral deposits*. 4th ed., 1933.
- Lloyd B. C. Uranium. «*Mining Annu. Rev.*», 1970.
- Lovering T. G. Progress in radioactive iron oxides investigations. *Econ. Geol.*, 50, 186—195, 1955.
- Lovering T. S., Goddard E. M. Geology and ore deposits of the Front Range, Colorado. *U. S. Geol. Survey, Profess. Paper* 223, 1950.
- Louw I. Geological Age Determination an Witwatersrand Uraninites using the Lead Isotope Method. *Trans. Sos. S. Aft.*, 57, 1955.
- MacGregor A. M. Discussion of «the gold-uranium ores of the Witwatersrand», by C. F. Davidson. *Min. Mag.*, 88, 1953.
- Matheson R. S., Searl R. A. Mary Kathleen uranium deposit, Mount Isa-Cloncurry district, Queensland Australia. *Econ. Geol.*, 51, 529—540, 1956.
- McKelvey V. E., Swanson R. W., Sheldon R. P. The Permian phosphrite deposits of Western United States. 19th Congr. geol. intern. *Compt. rend sec.X—I. fasc.X—I*, 1953.
- Moore G. W. Extraction of uranium from aqueous solution by coal and some other materials. *Econ. Geol.*, 49, 1954, 652—658.
- Moyal M. Nigers uranium deposits. «*Mining Mag.*», 1968, 118, № 1, 4—5, 7, 9.
- Murphy R. Eldorado Mine. *Struct Geology of Canada ore deposits*, 1948.
- Nell L. F. The Occurrence of uranium in the Union of South Africa. *Proc 2nd U. Nations Internat. Conf on the peaceful uses of Atomic Energy*, 2, 1958.
- Nell L. F. The genetic problem of the uraninite in the South Africa

gold-bearing conglomerates. Report of the Twenty-First Session, Norden Copenhagen, 1960.

Niniger K. D., Everhart D. L. a. o. The genesis of uranium deposits Report XXI Session Intern. Geol. Congr. p. XV, 1960.

Nuffield E. W. Brannerite from Ontario, Canada. *Am. Mineralogist*, 39, 1954.

Oosterbosch R. Copper mineralization in the Fungrume region Katanga. *Econ. Geol.*, 46, № 9, 1951.

Pabst A. Brannerite from California. *Am. Mineralogist*, 39, 109—117, 1954.

Page L. R. Uranium in pegmatites. *Econ. Geol.* 45, № 1, 1950.

Page L. R. The source of uranium in ore deposits. «21 St. Internat., Geol. Congr. 1960. Part. 15». Copenhagen, 1960.

Parkin L. W., Glasson K. R. The geology of the Radium-Xill uranium mine South Australia. *Econ. geol.*, 49, 815—825, 1954.

Phair G. Radioactive Tertiary porphyries in the Central City district, Colorado and their bearing upon Pitchblende deposition. *U. S. geol. Survey*, T. E. L.—247, 1952.

Ramdohr P. Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. *Geol. Rundschau*, 42, № 1, 1953.

Ramdohr P. Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrand in Südafrika und ihre genetische Bedeutung. *Abt. der Deutsch. Akad. der Wissensch. zu Berlin*, № 5, 1955.

Ramdohr P. Die «Pronto-Reaktion». *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, № 10/11, 1957.

Ramdohr P. On the occurrence of uranium on ancient conglomerates. *Econ. Geol.*, 53, № 5, 1958.

Rambohr P. Die Uran- und Goldlagerstätten Witwatersrand — Blind River District — Dominion Reef — Serra de Jacobina: Erzmikroskopische Untersuchungen und ein geologische Vergleich. *Abhandlungen der Deutschen Academie der Wissenschaften zu Berlin*, № 3, 1958.

Ramdohr P. New observation on the ores of the Witwatersrand and their genetic significance. *Geol. Soc. S. Afr.*, 61, 1959.

Robert M. La géologie du Katanga. *Les Directives des travaux delevs. Ann. Soc. Geol. Belg. Annexe ou t. 57, fasc 3, 1934.*

Robertson D. S. Uranium ores and associations in the Blind River Basin Ontario. *Uranium Mag.*, 1955.

Robertson D. S. Uranium ores and associations in the Blind River uranium ore and their origin. *Econ. Geol.* 55, № 4, 1960.

Robinson S. C. The occurrence of uranium in the Lake Atabaska Region. *Canad. Mining and Metallurg. Bull.*, 45, 480, 1952.

Robinson S. C. Mineralogy of uranium deposits Goldfields, Saskatchewan. *Canad. Geol. Survey, Bull.*, 31, 1955.

Romney M. P. Uranium developmentf. «*Mining Congr. J.*», 1970, 56, № 2.

Ross V. F. Antoradiographic study of marine shales. *Econ. Geol.*, 47, 733—793, 1952.

Roscoe S. M. Geology and uranium deposits Quirke. Lake-Elliot Lake, Blind River area, Ontario. *Canad. Geol. Survey, Paper* 56—7, 1957.

Roscoe S. M., Steacy H. R. On the geology and radioactive deposits of Blind River region. *Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy*, 1958.

Roscoe S. M. Monazite as an ore mineral in Elliot Lake uranium ores. *Canad. Min. Jour.*, 80, 1959.

Roubault M. Essai de classification des gisements d'uranium et de thorium. *Acad. sci. Paris., Compt. rend.* 1955.

Rowe R. B. Petrology of the Richardson radioactive deposits, Wilberforce, Ontario, *Can. Geol. Survey, Bull.* 23, 1952.

- Schneiderhöhn H. Die Oxydations und Zementationzone der sulfidischen Erzlagerstätten Fortschr. d. Min., Krist und Petr., 9, 67—160., 1924.
- Schneiderhöhn H. Mineralische Bodenschätze in Südlichen Africa, 1931.
- Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten. Jena, 1944.
- Sarcia J. A. La province uranifère du Nord—Limousin—Ses trois principaux gisements. A/Conf., p/1243. Geneva, 1958.
- Sharpe J. W. N. The Economic Auriferous Bankets of the Upper Witwatersrand Beds and their Relationship to Sedimentation Features Trans. geol. Soc., S. Afr. L. II, 1952.
- Shawe Daniel R. Zonal distribution of elements in some uranium—vanadium roll and tabular ore bodies on the Colorado Plateau. «Geol. Surv. Profess. Paper», 1966, № 550-B.
- Sherman J. T. Uranium. «Engng and Mining J.», 1966, 167, № 2.
- Sherman J. T. Uranium. «Engng and Mining J.», 1967, 168, № 2.
- Sherman J. T. Uranium. «Engng and Mining J.», 1968, 169, № 3.
- Sims P. K. Paragenesis and structure of pitchblende—bearing veins, Central City district, Gilpin Country, Colorado. Econ. Geol., 51, 739—756, 1956.
- Simpson D. I. Correlation by means of radioactivity Logging in the Witwatersrand System in the Klerksdorp area. Trans. geol. Soc. S. Afr., 54, 1953.
- Spectacular uranium find. «Mining Mag.», 1970, 123, № 4.
- Strouth S. H. Canadas New Uranium Camp. at Blind River. Mining. Eng., 5, 1955.
- Szalay S. The enrichment of uranium in some brown coals in Hungary. Acta Geol. Acad. Sc. Hung., II, fasc., 3—4, 1954.
- Szolnoki J., Bognar L. Experiments on the biogenic oxidatin of some sulphide ores. Acta geol. Acad. scient. hung., 1964, 8, № 1—4.
- Swanson V. E. Oil yield and uranium content of black shales. Geol. Surv. Prof. Paper, 356-A, 1960.
- Totsumoto a. oth. Some aspects of the marine geochemistry of uranium. Geochim. et cosmochim. Acta, 17, № 3—4, 1959.
- Thompson L. E. Geology of Baldwin Township. Ontario Dept. Mines, 61, 1952.
- Thoreau J. et du Trieu de Terdonck R. Le gite duranium de Schinkolobwe Kasolo (Katanga). Bruxelles 1933—1.
- Thoreau J. et du Trieu de Terdonck R. Concentrations uraniferes du Katanga (Congo Belge). Intern. Geol. Congr. Rep. XVI, 1933, 2, 1936.
- Traill R. J. A preliminary account of the mineralogy of radioactive conglomerates in the Bling Rives region, Ontario. Canadian Min. Jour., 75, 1954.
- Tremblay L. P. Uranium City, Saskatchewan. Can. Geol. Survey. Paper 54—15, 1954.
- Tremblay L. P. Uranium City, Saskatchewan. Can. Geol. Survey, Paper 55, 28, 1957.
- Villiers I. F. South African uranium and the world market. «Tegnikov», 1969, 18, № 1.
- Walker G. W., Osterwald F. W. Uraniferous magnetite-hematite deposits of the Prince mine, Lincoln Country, New Mexico. Econ. Geol., 51, 213—222, 1956.
- Walker G. W. Geology of uranium—bearing veins in the contorminous. Unites States. Supergene alteration of uranium—bearing veins in the conterminous United states. «Geol. Surv. Profess. Paper», 1963, № 455, A—F.

Welin Eric. The occurrence of asphaltite and thucholite in the precambrian bedrock of Sweden. «Geol. fören. Stockholm förhändl», 1966, 87, № 4.

White M. G., Tavora E. The occurrence of uranium associated with uriferous conglomerate in the Serra de Jacobina, Bahia, Brasil., 1955.

Zitting R. T. and others. Geology of the Ambrosia Lake area uranium deposits, Mc Kinley Country, New Mexico. Min. Mag., 47, 53—58, 1957.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ко второму изданию	3
Предисловие к первому изданию	4
Глава первая. Общие сведения	5
История открытия, свойства и применение урана	5
Экономика урана	9
Минералы урана	14
Глава вторая. Геохимия урана	22
Геохимия урана в магматическом процессе	27
Содержание урана в магматических горных породах (27). Содержание урана в минералах (34). Формы нахождения урана в магматических породах (38)	27
Геохимия урана в пегматитовом процессе	43
Геохимия урана в гидротермальном процессе	46
Ассоциация урана в продуктах гидротермального процесса (47). Карбонатная ассоциация (49). Кварцево-пиритовая ассоциация (50). Пятиэлементная ассоциация (51). Сульфидная ассоциация (54). Фациальные условия формирования смолковых ассоциаций (58)	47
Формы переноса и условия отложения урана	62
Геохимия урана в экзогенных процессах	67
Содержание урана в водах	68
Условия переноса урана природными водами и процессы его концентрации	74
Форма переноса урана (74). Процессы концентрации урана (75). Роль органического вещества в процессах миграции и отложения урана (79)	74
Зона окисления урановых месторождений	88
Геохимия урана при метаморфических процессах	101
Классификация месторождений урана	103
Глава третья. Класс I. Эндогенные месторождения урана	108
Группа I. Магматические месторождения	108
Группа II. Пегматитовые месторождения	110
Подгруппа 1. Месторождения в гранитных пегматитах чистой линии	113
Подгруппа 2. Месторождения в нефелинситовых пегматитах чистой линии	118
Подгруппа 3. Месторождения в пегматитах линии скрещения	119
Группа III. Скарновые (контактово-метасоматические) месторождения	123
	359

Группа IV. Гидротермальные месторождения	128
Подгруппа 1. Высокотемпературные месторождения	148
Жильные месторождения (148). Давидитовая формация (148). Молибденит-уранинитовая с золотом формация (151). Браннеритовая формация (152). Метасоматические месторождения (153). Гематит-магнетит-уранинитовая формация (153). Медно-уранинитовая формация (156). Формация ураноносных альбититов (169)	
Подгруппа 2. Средне- и низкотемпературные месторождения	172
Месторождения глубинных фаций (173). Жильные месторождения (173). Смолково-сульфидная формация (173). Пятиэлементная формация (178). Смолково-карбонатная (смолково-кварц-карбонатная) формация (192). Смолково-флюоритовая (смолковая) формация (196). Метасоматические месторождения (200). Урано-сульфидная формация (200). Близповерхностные месторождения (201). Смолково-сульфидная формация (203). Сульфидно-касситеритовая с ураном формация (211)	173
Глава четвертая. Класс II. Экзогенные месторождения	212
Группа I. Месторождения выветривания	213
Подгруппа 1. Зона окисления урановых месторождений	214
Подгруппа 2. Инфильтрационные месторождения	215
Месторождения в магматических и метаморфических образованиях (216). Месторождения в осадочных породах (218). Месторождения в каменных углях, лигнитах и сопутствующих породах (220). (Месторождения, связанные с породами, обогащенными асфальтовым веществом (227).	
Группа II. Осадочные месторождения	236
Подгруппа 1. Месторождения, образованные химическими процессами концентрации	238
Месторождения в континентальных отложениях (239). Месторождения в речных конгломератах и песчаниках (239). Месторождения в озерных и болотных отложениях (252). Месторождения в морских отложениях (253). Месторождения в фосфоритах (253). Месторождения в битуминозных сланцах (256). Месторождения в карбонатных породах (261). Месторождения в песчаниках, глинистых сланцах и глинах (263). Месторождения в глинах с рыбьими остатками (264).	
Подгруппа 2. Месторождения, образованные механическими процессами концентрации (россыпи)	266
Прибрежно-морские россыпи (267). Аллювиальные россыпи (270).	
Глава пятая. Класс III. Метаморфогенные месторождения	273
Месторождения в углисто-и кремнистоглинистых сланцах и в других подобных породах	274
Месторождения в древних конгломератах	275
Глава шестая. Понятие о металлогении урана	331
Урановые провинции в складчатых областях	333
Эпохи уранового рудообразования	338
Литература	343

Владимир Константинович Черепнин

ГЕОХИМИЯ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Томск, Изд. ТГУ, 1972, 362 с.

Старший редактор **Л. Г. Мордовина**

Редактор **В. Г. Устинова**

Технический редактор **Р. М. Подгорбужская**

Корректор **Л. Г. Васичкова**

КЗ03288. Сдано в набор 28/VIII-70 г. Подписано к печати 24/III-72 г.

Формат 60×90^{1/16}; объем печ. л. 22,5 + 2 вкл.;

бум. л. 11,25; уч.-изд. л. 22,5.

Заказ 5883.

Тираж 1500.

Цена 2 руб. 40 коп.

Издательство ТГУ, Томск-10, пр. Ленина, 36.

Областная типография Управления по печати, г. Томск, ул. Советская, 47.

Цена 2 руб. 40 коп.

1002