СПРАВОЧНИК ГЕОЛОГА ПО ПОИСКАМ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

СПРАВОЧНИК

ПРЕДИСЛОВИЕ

Для удовлетворения непрерывно растущих потребностей человечества в энергии, атомной энергии пока не существует реальной альтернативы. Наметившиеся пути технологии ядерной энергетики обусловливают достаточно высокую потребность в получении урана — редкого природного элемента.

Опубликованная литература по геологии, поискам и разведке урановых месторождений огромна, однако для специалистов, занятых на производстве, необходимо справочное руководство, в котором в сжатой форме излагались бы основные положения как по геологии урана, так и по методике поисково-оценочных работ, а также требования к качеству минерального сырья, изученности месторождений и др.

Единственное справочное пособие по урану (Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник для геолога), вышедшее более 25 лет назад, во многом устарело и охватывало только часть вопросов, постоянно возникающих перед геологами-урановиками в их практической деятельности [64].

Настоящий «Справочник» является первым опытом составления подобной литературы по урановому сырью. В нем приведены основные сведения по физическим и химическим свойствам урана, его минералогии и геохимии, типам и условиям локализации месторождений, металлогении, прогнозу, методике поисков, разведке и оценке. Часть материалов сведена в справочные таблицы.

Так, таблица «Основные свойства минералов урана» содержит сведения о химическом составе, кристаллохимических особенностях и диагностических свойствах (включая тонкие методы исследования — оптические, люминесцентные, рентгенографические, инфракрасную спектрометрию и др.), более чем по 170 минералам урана и представляет собой уникальную сводку такого рода.

Таблица «Сравнительная характеристика основных зарубежных промышленных месторождений урана» включает сведения более чем по 120 месторождениям, касающиеся их геологического положения, условий локализации, состава руд, возраста оруденения, промышленного значения и запасов.

В процессе создания книги авторы учли советы и ценные замечания В. А. Арсеньева, Л. Н. Беловой, В. Е. Бойцова, К. Г. Бровина, В. А. Викентьева, А. Б. Каждана, В. В. Красных, А. В. Мальцева, С. С. Наумова, Г. А. Сидоренко, Е. М. Шмариовича, Ю. М. Шувалова и др.

Глава I
СВОЙСТВА УРАНА И ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ

Уран — 92-й элемент периодической системы Д. И. Менделеева. Открыт в 1789 г. М. Г. Клапротом. Однако металлический уран впервые получен Э. М. Пелиго только в 1841 г. Атомная масса природного урана — 238,03, что соответствует средней массе трех изотопов: урана 238, урана 235 и урана 234. В природном уране преобладает изотоп урана 238 (99,28%). Доля урана 235 составляет 0,71% и урана 234 — 0,006%.

1. НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА УРАНА

В чистом виде уран — серебристо-белый металл, на воздухе медленно покрывается черной пленкой оксида, тормозящей дальнейшую коррозию. При нагревании окисление ускоряется. Плотность урана — 19,05 г/см^3. Слабопарамагнитен. Температура плавления урана около 1405 К, температура кипения — 4090 К. Электропроводность — $2—4 \cdot 10^6$ (Ом·см)$^{-1}$.

Известны 3 модификации металлического урана: α-уран — устойчив до 662 С, орторомбический; β-уран — устойчив в интервале 662—769 С, тетрагональный; γ-уран устойчив с 769 С до температуры плавления, кубический с гранецентрированной решеткой. Атомный радиус альфа-урана — 0,138 нм.

При высоких температурах металлический уран хорошо волочится и куется. Средняя твердость литого металла 200—220, по Бринелю. Предел прочности на растяжение, в зависимости от обработки, от 35 до 140 кг/мм^2 [64].

2. РАДИОАКТИВНЫЕ СВОЙСТВА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ГЕОЛОГИИ

Уран является природным радиоактивным элементом. Явление радиоактивости было открыто А. Беккерелем в 1896 г. в экспериментах с природными соединениями урана. Несколько позже В. Шмидтом и М. Кюри была обнаружена радиоактивность тория, а в 1898 г. П. и М. Кюри из урановой руды выделен наиболее радиоактивный природный элемент — радий.

Семейства радиоактивных элементов

Естественные радиоактивные элементы образуют связанные семейства — ряды. Известно три таких ряда. Каждый из них начинается

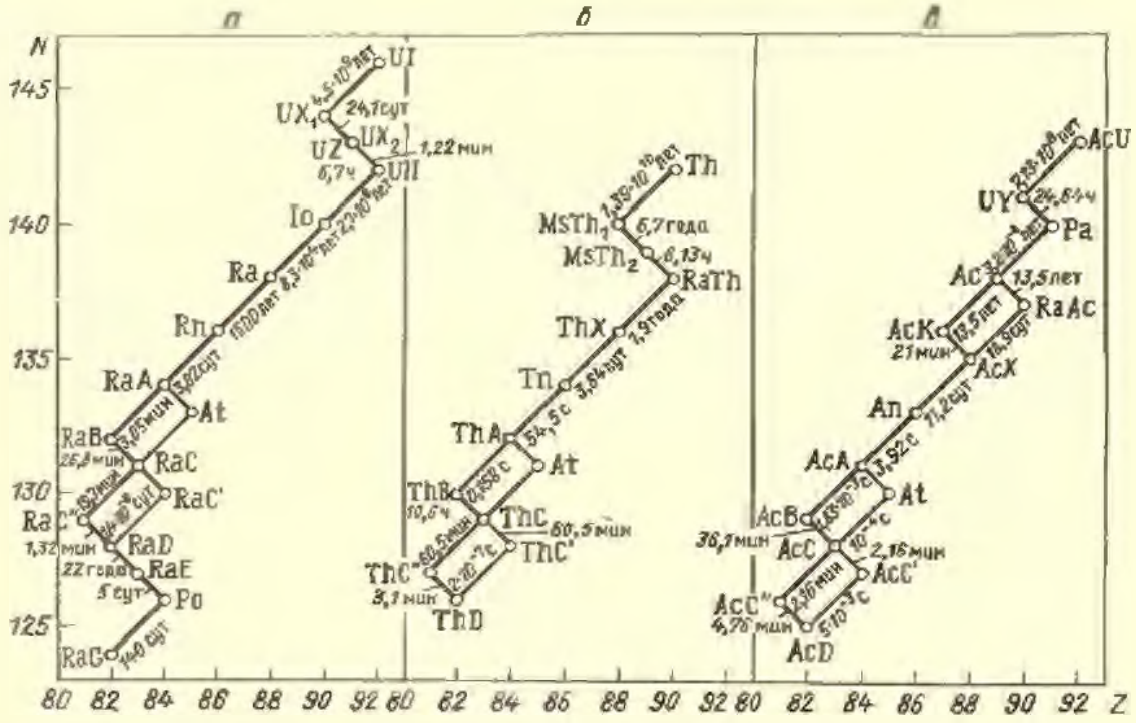


Рис. 1. Радиоактивные ряды урана (*а*), тория (*б*) и актиноурана (*в*). *Z* — атомные номера, *N* — число нейтронов в ядре

исходным (материнским, начальным) активным изотопом, превращающимся в конечный стабильный изотоп свинца путем последовательных радиоактивных распадов через ряд промежуточных нуклидов.

Ряд урана начинается изотопом ^{238}U, содержит 15 промежуточных нуклидов и заканчивается изотопом ^{206}Pb (рис. 1).

Ряд актиноурана начинается изотопом ^{235}U, содержит 13 промежуточных нуклидов и заканчивается изотопом ^{207}Pb.

Ряд тория начинается изотопом ^{232}Th, содержит 11 нуклидов и заканчивается ^{208}Pb [40, 52, 64].

Кроме радиоактивных элементов указанных рядов в природе существуют радиоактивные изотопы некоторых стабильных элементов. Наиболее распространенным из них является ^{40}K.

Единицей радиоактивности является беккерель. Экспозиционная и поглощенная дозы излучения измеряются в кулонах на килограмм и греях (Гр) на килограмм, а мощности доз соответственно в амперах на килограмм, греях в секунду.

Ранее для измерения радиоактивности доз излучения и их мощностей использовались внесистемные единицы: кюри, рентген, рентген/с и др. (табл. 1).

Свойства радионуклидов

Периоды полураспада природных изотопов урана следующие: ^{238}U — $4{,}51 \cdot 10^9$ лет; ^{235}U — $8{,}91 \cdot 10^8$ лет; ^{234}U — $2{,}235 \cdot 10^5$ лет.

Вследствие разных констант распада соотношение изотопов природного урана в геологическом времени непостоянно и в ранние

Таблица 1

Соотношение между старыми (внесистемными) и новыми единицами Международной системы (СИ) в области ионизирующих излучений

Величина	Старая единица		Единица СИ		Коэффициент перевода	
	Наименование	Обозначение	Наименование	Обозначение	Единиц СИ в старые	Старых единиц в СИ
Активность	Кюри	Ku	Беккерель	Бк	$\sim 2{,}703 \cdot 10^{-11}$	$3{,}7 \cdot 10^{10} \times$
Поглощенная доза	Рад	рад	Грей	Гр	10^{2}	$\times 10^{-2}$
Мощность поглощенной дозы	Рад в секунду	рад/с	Грей в секунду	Гр/с	10^{2}	10^{-2}
Экспозиционная доза	Рентген	Р	Кулон на килограмм	кл/кг	$\sim 3{,}876 \cdot 10^{3}$	$2{,}58 \cdot 10^{-4}$
Мощность экспозиционной дозы	Рентген в секунду	Р/с	Ампер на килограмм	А/кг	$\sim 3{,}876 \cdot 10^{3}$	$2{,}58 \cdot 10^{-4}$
То же	Микрорентген в час	мкР/ч	Пикоампер на килограмм	пА/кг	$\sim 13{,}9$	$\sim 0{,}07$

периоды геологической истории содержание в природном уране короткоживущих изотопов ^{235}U и ^{234}U было более высоким.

В ряду урана имеются нуклиды, являющиеся альфа-, бета- и гамма-излучателями (табл. 2).

Как видно из таблицы, основными гамма-излучателями в ряду оказываются короткоживущие изотопы — продукты распада урана (UX_1 и UX_2) и радия — радона (RaB и RaC), причем на долю

Таблица 2

Характеристики излучения наиболее важных нуклидов

Нуклид	Период полураспада	Вид излучения	Доля в общем излучении, %
$^{238}_{92}U(U_I)$	$4{,}5 \cdot 10^{9}$ лет	α	12,5
$^{234}_{92}U(U_{II})$	$2{,}5 \cdot 10^{5}$ лет	α	12,5
$^{230}_{90}Th$ (Io)	$8{,}3 \cdot 10^{4}$ лет	α	12,5
$^{226}_{88}Ra$	$1{,}6 \cdot 10^{3}$ лет	α	12,5
$^{222}_{86}Rn$	3,8 сут	α	12,5
$^{234}_{90}Th\ (UX_1)$	24,1 сут	β	20,0
		γ	11,4
$^{214}_{82}Ra\ (UX_2)$	1,18 мин	β	20,0
		γ	0,6
$^{214}_{83}Pb$ (RaB)	26,8 мин	β	20,0
		γ	32,1
$^{214}_{83}Bi$ (RaC)	19,9 мин	β	20,0
		γ	55,9

последних приходится 88% общего излучения. Все гамма-излучатели из-за короткого времени распада не существуют обособленно от исходных элементов — урана и радия, а излучение нуклидов UX_1 и UX_2 настолько слабо, что обычными приборами не фиксируется. Поэтому в практике обычно считается, что все гамма-излучение уранового ряда связано с радием.

В длительно существующих замкнутых природных системах, в радиоактивном ряду устанавливается полное равновесие и количество любых промежуточных нуклидов остается постоянным. Постоянной остается и доля их излучения, что позволяет использовать интенсивность легко фиксируемого гамма-излучения для оценки содержания исходного продукта — урана. Полное равновесие в ряду урана устанавливается через $2{,}5 \cdot 10^6$ лет, что соответствует десятикратному времени полураспада наиболее долгоживущего промежуточного нуклида U_{II} ($2{,}475 \cdot 10^5$ лет).

В незамкнутых системах или очень молодых геологических образованиях, равновесие между ураном и продуктами его распада может быть нарушенным. Это приводит к изменению пропорциональности между содержанием урана и интенсивностью гамма-излучения. Нарушение равновесия между ураном и радием определяется также различной миграционной способностью этих элементов. Так как радий щелочноземельный металл (гомолог бария), то он растворим в хлоридных, но нерастворим в сульфатных и карбонатных растворах. Нарушение равновесия в урановых рудах обычно связано с выносом урана. Однако в хлоридных водах могут наблюдаться безурановые концентрации радия.

Состояние равновесия между ураном и радием принято выражать коэффициентом радиоактивного равновесия ($K_{рр}$). Этот коэффициент равен: $K_{рр} = 2.94 \cdot 10^6 \frac{C_{Ra}}{C_U}$, где C_{Ra} и C_U — концентрации радия и урана соответственно, %.

Если содержания радия выражать в массовых долях равновесного урана, то $K_{рр} = C_{Ra}/C_U$.

Величина $K_{рр} = 1$ соответствует равновесным рудам. При недостатке радия $K_{рр} < 1$, при избытке $K_{рр} > 1$.

Нарушения радиоактивного равновесия между ураном и радием могут быть зональными и локальными. Зональные нарушения наблюдаются в определенных геохимических условиях, характеризующихся закономерным перераспределением радиоэлементов. Так, на месторождениях урана, связанных с современными зонами пластового окисления, на участках, где происходит вынос ранее отложенного урана, образуются остаточные радиевые ореолы и наблюдается общий избыток радия ($K_{рр} > 1$). На участках, где отлагается привнесенный уран установлен некоторый недостаток радия ($K_{рр} < 1$).

Образующийся при распаде радия радон имеет период полураспада 3,82 дня и дает короткоживущие (минуты) нуклиды RaB и RaC. Быстрый распад этих нуклидов определяет практически постоянную

равновесность в природе ряда Ra — Rn — RaB — RaC. В некоторых случаях это равновесие может быть нарушено искусственно. Так, в урановых рудах, залегающих в пористых обводненных породах, пластовые воды всегда насыщены радоном, находящимся в равновесии с радием. Однако при быстром вытеснении этих вод буровым раствором, при вскрытии рудоносных пластов скважинами, прискважинное пространство оказывается лишенным радона и его гамма-излучающих продуктов (возникает так называемый эффект отжатия радона). Нарушенное равновесие полностью восстанавливается в течение 20 дней, однако при немедленном вслед за бурением проведении гамма-каротажа, его результаты при интерпретации, без учета эффекта отжатия, дадут заниженные величины содержания урана.

Практический интерес представляет также изучение равновесия урана и иония. Ионий, являясь гомологом тория, в водах практически не мигрирует. Его период полураспада $8{,}3 \cdot 10^4$ лет. Ионий альфа-активен и его равновесность на гамма-измерениях урана не сказывается. Однако соотношения Io/U и Ra/Io могут использоваться для решения генетических вопросов рудообразования. Дефицит Io свидетельствует об очень молодом (моложе 0,5 млн лет) возрасте руд [5, 7, 8].

Некоторые радионуклиды являются газами (эманациями) и способны выделяться из руд (эманировать). Такими радионуклидами являются: в ряду урана — радон (с периодом полураспада 3,82 сут.), в ряду тория — торон (54,5 с) и в ряду актиноурана — актинон (3,9 с). Два последних радионуклида из-за быстрого распада практического значения не имеют. Радон же обладает достаточным временем жизни, чтобы от материнского вещества (урансодержащего минерала) мигрировать в воздухе или водном растворе на значительное расстояние.

Возможность миграции радона приходится учитывать при проведении поисков и разведки урановых месторождений, а также при разработке мер безопасного обращения с радиоактивными рудами, особенно при работе в подземных горных выработках.

Радон — одноатомный нейтральный газ, растворимый в воде и органических жидкостях. Он хорошо сорбируется на различных поверхностях, особенно на угле и силикагеле. Коэффициент диффузии радона в воде 0,066 см^2/сут., в воздухе 0,105 см^2/сут. Распределение радона между жидкой и твердой фазами подчиняется закону Генри. Приближенно можно считать, что при температуре 20° С 1/4 объема радона находится в воде, 3/4 — в воздухе. Коэффициент растворимости радона в воде (α) зависит от температуры (t): $\alpha = 0{,}105 + 0{,}405 \exp(-0{,}0502t)$.

Часть эманации, которая при определенных условиях может самопроизвольно выделяться во внешнюю среду, называется свободной, а та, которая при данных условиях (температура, давление и т. д.) не может выделяться — связанной.

Количественные характеристики эманирования вещества: эманирующая способность; кажущаяся эманирующая способность; коэффициент эманирования и кажущийся коэффициент эманирования. Эмани-

рующая способность — это количество свободной эманации, выделяемой 1 г вещества. Коэффициент эманирования — отношение эманирующей способности вещества к количеству эманации, равновесной с количеством изотопа радия, содержащегося в 1 г вещества.

Эманирование зависит от физического состояния пород и руд — размера их частиц, влажности, температуры, давления и тому подобное и среды, в которую выделяется эманация — газовая, жидкая, твердая. При стационарном распределении радона в веществе скорость образования радона внутри вещества равна сумме скоростей его распада и выделения из вещества. При изменении физического состояния — давления, температуры, влажности, дроблении пород и руд, их увлажнении и т. п., стационарность распределения радона нарушается. Коэффициент эманирования при нестационарном распределении радона в веществе (кажущийся коэффициент эманирования) всегда больше коэффициента, определенного при стационарном распределении.

Основой механизма эманирования является радиоактивная отдача атомов радона при распаде изотопов радия. Часть атомов отдачи попадает при этом в поры и капилляры горных пород, по которым выделяется во внешнюю среду путем диффузии. Если капилляры не заполнены водой, то в них удерживается только незначительная часть атомов отдачи, а остальные внедряются в решетку минералов. Их диффузия из решетки может происходить только при высоких температурах — свыше 500 °С.

Эманирующая способность зависит от размера пор и капилляров горных пород, площади их поверхности, наличия в них воды, в том числе в виде пленок. Вода в порах и капиллярах удерживает атомы отдачи. Повышение влажности пород увеличивает поверхность капилляров, что приводит к увеличению эманирования. Повышение температуры вызывает уменьшение поверхности водных пленок и снижение эманирования. Уменьшение эманирования вызывается также процессами адсорбции атомов отдачи.

Коэффициенты эманирования горных пород, определенные по образцам, изменяются в пределах 0,03 — 0,7. Для магматических пород они составляют 0,15 — 0,2, осадочных пород — 0,03 — 0,25. Коэффициент эманирования почвы — 0,3 — 0,5.

Выделение радона через поверхность земли называется эксгаляцией. Она количественно характеризуется плотностью потока эманации через единицу поверхности и выражается в Бк/(см^2 · с$^{-1}$). Эксгаляция радона из горных пород с кларковой концентрацией (массовой долей) радия изменяется в пределах (5 — 20) · 10^{-7} Бк/(см^2 · с$^{-1}$). Для пород и руд рудных зон с повышенной массовой долей радия она увеличивается в десятки и сотни раз. Эксгаляция зависит от метеорологических условий, геодинамического состояния горных пород и типа почв. Она увеличивается при уменьшении барометрического давления, небольшом дожде, увеличении температуры и уменьшается при промерзании почв, наличии снежного покрова, продолжительных дождях. Гео-

динамические движения, в том числе и связанные с землетрясениями, приводят к изменению эксталяции (в большинстве случаев — к ее увеличению) [40].

Использование радиоактивных свойств урана для определения возраста геологических образований

Превращение природных радионуклидов при распаде в свинец создает возможность определения абсолютного возраста минералов по соотношению первичного изотопа (урана, тория, актиноурана) к конечному (свинцам 206, 208 и 207). В наиболее простом случае, когда возраст минерала априори относительно невелик ($t < 200$ млн. лет), а торий в его составе отсутствует, возраст может быть определен по выражению: $t = 1{,}155/\lambda_U \cdot C_{Pb}/C_U$, где λ — постоянная распада урана; C_{Pb} и C_U — соответственно содержание свинца и урана, выраженные в граммах и определяемые химическими или другими видами анализа.

При наличии в минерале тория содержание последнего выражают в эквиваленте урана, учитывая соотношения их активностей. Формула расчета возраста при этом приобретает вид:

$$t = \frac{C_{Pb}}{C_U + 0{,}36C_{Th}} \cdot 7600.$$

При более древнем возрасте минералов ($t > 200$ млн. лет) необходимо учитывать накопление ^{207}Pb за счет распада актиноурана, а также уменьшение количества урана со временем. Кроме того, в древних минералах нередко присутствует торий. Для расчета возраста требуется определить содержание каждого из изотопов свинца, что можно выполнить только масс-спектрометрическим методом.

Расчет ведется по формулам

$$t_{^{206}Pb} = \frac{1}{0{,}43429\lambda_U} \lg\left(1 + \frac{1{,}155C_{206}}{C_U}\right);$$

$$t_{^{207}Pb} = \frac{1}{0{,}43429\lambda_{AcU}} \lg\left(1 + \frac{1{,}135C_{207}}{C_{AcU}}\right);$$

$$t_{^{208}Pb} = \frac{1}{0{,}43429\lambda_{Th}} \lg\left(1 + \frac{1{,}115C_{208}}{C_{Th}}\right),$$

где λ_U, λ_{AcU}, λ_{Th} — постоянные распада соответственно урана, актиноурана и тория; C_{206}, C_{207}, C_{208} — содержания соответствующих изотопов свинца; C_U, C_{AcU}, C_{Th} — содержания соответствующих радионуклидов.

Возраст, полученный по трем формулам, должен совпасть. В действительности этого обычно не наблюдается, так как природные системы не являются полностью закрытыми и на протяжении геологической истории возможна частичная потеря, как промежуточ-

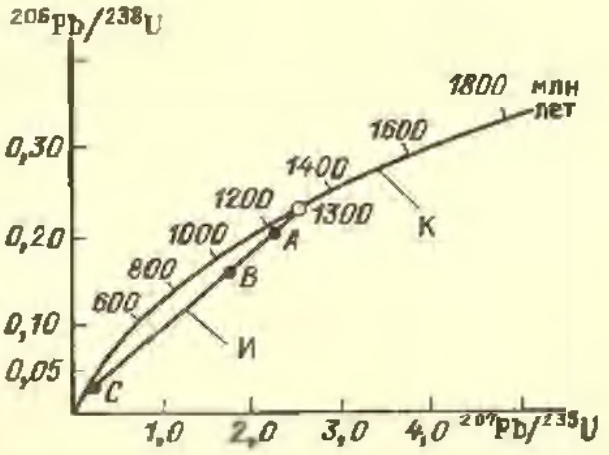


Рис. 2. Кривая конкордия (К) и изохрона (И) по трем пробам (*A*, *B* и *C*) месторождения Сигар-Лейк. *По В. Ружичка и Г. Ле-Шеми*

ных, так и конечных нуклидов. Определенную погрешность имеют также и масс-спектрометрические определения.

Для получения оценок истинного возраста урановых минералов, а также возраста возможного их метаморфизма с частичным выносом нуклидов, применяют способ так называемой «кривой конкордии». Указанная кривая представляет собой теоретическую кривую отношения изотопов $^{207}Pb/^{235}U$ к $^{206}Pb/^{238}U$ в зависимости от возраста, построенную на основании уравнения радиоактивного распада.

Располагая определениями изотопных соотношений для ряда мономинеральных проб, соответствующие точки наносят на график конкордии, аппроксимируя их изохроной. При этом верхняя точка пересечения изохроны с конкордией дает согласующийся по обоим изотопным соотношениям истинный (первичный) возраст минералов, а нижняя точка пересечения — возраст их метаморфизма. Точки изохроны, лежащие вне конкордии, имеют дискордантные значения возрастов за счет потери или привноса части урана или свинца. На рис. 2 показана изохрона, построенная на графике конкордии по трем пробам урановой смолки с месторождения Сигар-Лейк.

3. ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Уран относится к III группе периодической системы Д. И. Менделеева, открывая наряду с торием и протактинием семейство актиноидов, подобное семейству лантаноидов. Однако большинство актиноидов представлено относительно короткоживущими изотопами, не встречающимися в природе и получаемыми искусственно. К ним относятся и трансурановые элементы: плутоний, америций, кюрий, берклий, калифорний, эйнштейний, фермий, менделеевий, нобелий и лоуренсий.

Металлический уран химически высокоактивен. Он легко реагирует со всеми металлоидами. Со многими металлами (ртутью, оловом, медью, свинцом и др.) образует интерметаллические соединения. В виде тонкой пыли на воздухе самовозгорается. При 100 С медленно разлагает воду. В присутствии окислителей растворяется в кислотах. В щелочах не растворим.

Таблица 3

Применение соединений урана

Соединение и валентность урана	Формула	Некоторые характеристики	Применение
Диоксид (IV)	UO_2	Кубический, черный	В производстве топливных элементов
Триоксид (VI)	UO_3	Полиморфный, желтый до оранжевого	Промежуточный продукт химической переработки
Оксид (VI, IV)	U_3O_8	Полиморфный, темно-зеленый	Товарный продукт передела руд
Гексафторид (VI)	UF_6	Легко возгоняется	В газообразном виде для разделения изотопов
Карбиды	UC, U_2C_3, UC_2	Тугоплавкие	В топливных элементах высокотемпературных реакторов
Диуранат (VI) аммония	$(NH_4)_2U_2O_7$	Желтый, не растворим в воде	Так называемый «желтый кек» Конечный продукт гидрометаллургического передела руд

Конфигурация внешних электронов атома урана в основном состоянии: $5f^3\,6d^1\,7s^2$.

Наряду со свойствами урана, характерными для семейства актиноидов (с $5f$ электронами), он проявляет и химическую аналогию с элементами шестой группы периодической системы (Cr, Mo, W). Эта двойственность природы урана обусловлена близостью энергий электронов $5f$ и $6d$ оболочек, что позволяет переходить $5f$ электронам на $6d$ уровень при химическом взаимодействии с другими элементами. В соединениях уран проявляет валентность 2^+, 3^+, 4^+, 5^+, 6^+. До недавнего времени считалось, что в природных соединениях уран бывает только четырех- и шестивалентным. В последние годы доказано, что в некоторых природных оксидах и фосфатах (нингиоит) часть урана находится в пятивалентном состоянии. Природные соединения 2-х и 3-х валентного урана неизвестны. Ионные радиусы U^{3+} — 0,103 нм, U^{4+} — 0,093 нм, U^{5+} — 0,087 нм, U^{6+} — 0,083 нм.

Большой размер иона U^{4+} в сочетании с высокой валентностью обусловливает его амфотерность. В кислой среде он ведет себя как слабое основание, а в щелочной — как слабая кислота. Ионный радиус U^{4+} близок к радиусам Th, Y, Ca, Mn, TR и уран способен изоморфно замещать их (и замещаться ими) в решетках природных минералов.

Данные о некоторых наиболее важных в практическом отношении химических соединениях урана сведены в табл. 3.

Все соединения четырехвалентного урана нерастворимы в воде.

Шестивалентный уран в нейтральных и кислых растворах существует в виде иона уранила UO_2^{2+} желтого цвета способного образовывать комплексные ионы с F^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, например: $[UO_2F_4]^{2-}$,

Таблица 4

Константы устойчивости соединений уранила

Ион	Числовые логарифмы константы устойчивости при температуре, °С				
	25	50	100	200	300
$[UO_2F_4]^{2-}$	12,6	—	—	—	—
$[UO_2SO_4]^0$	3,37	—	4,39	7,15	—
$[UO_2(SO_4)_2]^{2-}$	—	4,56	5,69	8,63	—
$[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$	16,7	—	17,26	18,67	—
$[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$	21,4	—	19,1	18,2	17,9

$[UO_2F_4]^{4-}$, $[UO_2(SO_4)_2]^{2-}$, $[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$, $[UO_2(CO_2)_3]^{4-}$, $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$ и т. д. [66].

Геохимическое поведение урана в значительной мере определяется свойствами уранила и образуемых им комплексов. Логарифмы констант устойчивости некоторых комплексных ионов уранила (при нулевой ионной силе раствора) приведены в табл. 4.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в интервале температур от 25 до 200 °С и, по-видимому, до 300 °С наиболее устойчивыми комплексными соединениями уранила в водном растворе являются уранил-карбонатные.

Исследования методом рентгеноэлектронной микроскопии показывают, что в оксидах типа UO_{2+x} четырехвалентный уран имеет свободные электроны уровня $5f$, которые очень легко связываются с электронами кислорода, имеющими противоположные спиновые моменты. При этом происходит окисление U^{4+}. В результате уменьшается экранировка заряда ядра и создается возможность появления молекулярной орбитали $U6p - O_2S$. При этом атом кислорода втягивается в U^{6+} и расстояние между ионами U^{6+} и O^{2-} становится меньше, чем сумма эффективных радиусов атомов обоих элементов (U и O). Это приводит к образованию линейно-вытянутого иона уранила (UO_2^{2+}, UO_2^{1+}), в центре которого находится U^{6+} (или U^{5+}), а на двух концах диаметра иона урана (VI) — (V) — ионы кислорода (O^{2-}). Расстояние между U — O (R_{U-O}) изменяется в оксидах в зависимости от степени окисленности U. Оно меньше в оксидах с более окисленным U и больше с менее окисленным. Исследованием методом РЭС установлено, что в природных оксидах $UO_{2.13}$ R_{U-O}=0,176 нм, а в $UO_{2.68}$ R_{U-O}=0,173 нм, но и в том и в другом случае R_{U-O}<0,180 нм (суммы радиусов ионов U и O).

Таким образом, уменьшение константы кристаллической решетки в оксидах при окислении урана связано не с уменьшением радиуса иона при $U^{4+} \rightarrow U^{6+}$ или U^{5+}, а с увеличением силы связи U — O и «втягиванием» O^{2-} в U^{6+} (U^{5+}). При окислении $U^{4+} \rightarrow U^{6+}$ (U^{5+}) происходит перестройка более внутренних орбиталей электронов (распределение уровня $U4f$), сжатие с притяжением к ядру урана электронов $U4f5/2$, $U4f7/2$, $U5d$, $U4d$ оболочек.

Окисление $U^{4+} \rightarrow U^{5+} \rightarrow U^{6+}$ происходит достаточно легко из-за наличия в U^{4+} и частично U^{5+} несвязанных электронов 5*f* очень активных. Поэтому получение чистого UO_2 практически трудно осуществимо. Синтезированный оксид урана всегда имеет какое-то количество высоковалентного (V или VI) урана. Искусственно получаются оксиды с формулой не ниже $UO_{2,03}$. В ионе уранила происходит сильная гибридизация электронов внутренних низкоэнергетических орбит урана (уровень U6*p*) и O2*s* кислорода с образованием молекулярной орбитали. На долю этих связей приходится более 60% всей энергии связи U — O. В результате создается очень прочная ионноковалентная связь (уранил устойчив при 1200° С). Разрыв этой связи происходит только в результате восстановления U^{6+}.

В уранилe характер химической связи U — O по сравнению с U — O в четырехвалентных оксидах меняется. В уранильных комплексах лиганды (CO_3^{2-}, Cl^-, SO_4^{2-}, PO_4^{3-} и др.) при соединении в комплекс с UO_2^{2+} располагаются в его экваториальной плоскости перпендикулярно (или почти перпендикулярно) к его оси O — U — O. В зависимости от типа лиганды изменяется расстояние U — O в уранилe. Возможно «офрированное» расположение лигандов в субэкваториальном объеме. По видимому, и присутствие U(V) в оксидах и других соединениях связано не с переносом U в виде U(V), а с окислительно-восстановительными условиями при образовании оксида или при его последующей перекристаллизации в изменившихся окислительно-восстановительных условиях [32, 43, 49, 66].

4. ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ И ПРОГНОЗ ПОТРЕБНОСТИ НА ПЕРСПЕКТИВУ

В начале XX столетия применение урана ограничивалось использованием небольших его количеств в стекольной и керамической промышленности, а также в фотографии в качестве красителя. Разработка урановых месторождений осуществлялась исключительно с целью извлечения сопутствующего радия. Однако уже к середине 30-х гг. радиевый рынок оказался в достаточной мере насыщенным и в разработке урановых месторождений наметился спад. В 1942 — 1943 гг. в США и Великобритании начались первые опыты по использованию атомной энергии в военных целях. С этого момента уран приобретает значение важнейшего стратегического сырья, являвшегося в то время весьма дефицитным. С окончанием второй мировой войны поиски, разведка и освоение урановых месторождений были развернуты во всем мире в невиданных масштабах. В 1960 г. годовая добыча урана в капиталистических странах достигла 40 тыс. т. Потребности военной промышленности к этому времени были удовлетворены и производство урана начало сокращаться (рис. 3).

Новый подъем урановой промышленности был стимулирован начавшимся развитием атомной энергетики, являющейся основным его потребителем в настоящее время. Начало развитию атомной энерге-

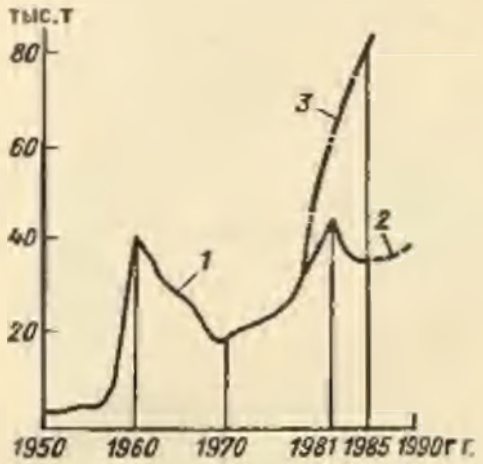


Рис. 3. Производство урана в мире (без СССР и соцстран):

1 фактическое в 1950—1985 гг.; *2* прогнозное на 1986—1990 гг.; *3* прогнозное на 1978—1985 гг. по прогнозам 70-х гг.

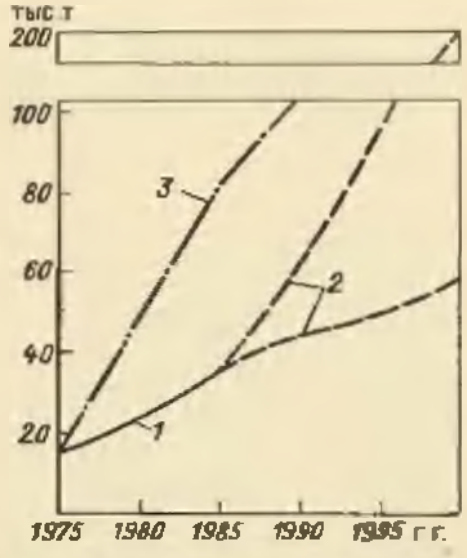


Рис. 4. Потребление урана в атомной энергетике (без СССР и соцстран):

1 фактическое в 1975—1985 гг.; *2* прогнозное на 1985—2000 гг. по максимальной и минимальной оценкам; *3* прогнозное на 1975—1990 гг. по прогнозам 70-х гг.

тики было положено пуском в СССР в 1954 г. первой в мире атомной электростанции. Однако до середины 60-х гг. мировые темпы строительства АЭС оставались невысокими и общая мощность действующих станций едва достигла 4 ГВт.

Мощный толчок строительству атомных энергоустановок дал мировой энергетический кризис, разразившийся в начале 70-х гг. Он наглядно продемонстрировал, что в условиях возрастающего энергопотребления и истощения ресурсов ископаемого топлива (в первую очередь — нефти), атомной энергетике нет альтернативы. Прогнозы развития атомной энергетики на начальных этапах были весьма оптимистическими. Так, в 1966 г. суммарная мощность АЭС на 1980 г. оценивалась в 200 ГВт. Однако реальные темпы атомного энергостроения оказались более низкими. Действительная мощность АЭС к 1980 г. достигла лишь около 100 ГВт [59].

Несмотря на отставание темпов развития атомной энергетики от прогнозируемого уровня, к 1988 г. в мире было задействовано уже около 400 атомных энергоблоков, общей мощностью 317 ГВт.

В СССР действует 46 установок общей мощностью 37 ГВт. Доля АЭС в общем энергопроизводстве во Франции и Бельгии превысила 60%, в ряде стран достигла 30—40% (Финляндия, ФРГ, Швеция и др.). В США она составляет около 15%.

Расход природного урана на 1 МВт установленной мощности в сооружаемых в настоящее время реакторах на тепловых нейтронах достаточно велик и составляет около 200 кг в год. Общемировой расход урана на энергетические цели в 1985 г. составил около 36 тыс. т.

Прогноз потребности урана на перспективу, особенно далее 2000 г., затруднителен. Эта потребность будет зависеть от темпов атомного энергостроения, сохранения или изменения структуры реакторной базы, развития мощностей по получению вторичного ядерного топлива (степени рециклирования урана и плутония), использования уже наработанного на АЭС плутония (ресурсы которого оцениваются примерно в 60 тыс. т эквивалентного урана). Максимальная годовая потребность в уране на 2000 г. оценивается порядка 200 тыс. т. Однако при замедлении темпов строительства АЭС и развитии рециклирования топлива она может оказаться много меньшей.

Постоянное отставание реальных темпов строительства АЭС и уровня добычи и потребления урана от ранее данных прогнозов позволяет считать, что годовое потребление урана в 2000 г. вероятно не превысит 60 тыс. т (рис. 4). В дальнейшем неизбежным предполагается увеличение доли быстрых реакторов-размножителей топлива. По мнению Д. С. Иона [19] «урановый век», т. е. потребность в больших количествах урана для тепловых реакторов продлится всего 50—60 лет и уже в 2010—2015 гг. спрос на уран может снова начать сокращаться.

Вместе с тем, некоторые факторы, повлекшие отставание темпов строительства тепловых реакторов от соответствующих прогнозов, вероятно повлияют на темпы сооружения более сложных реакторов на быстрых нейтронах, а также перерабатывающих топливо заводов. Поэтому рост потребления и спроса на уран может сохраниться до середины следующего столетия, хотя темпы этого роста за 2010—2015 гг. могут замедлиться.

Следует отметить, что на протяжении всего предшествующего периода развития атомной энергетики производство урана постоянно опережало его потребление на энергетические цели, что привело к созданию значительных складских запасов. Считается, что эти запасы в настоящее время соответствуют 3—4-х летней общемировой потребности. Указанные запасы оказывают и, вероятно, вплоть до 1990—1995 гг. будут оказывать, большое влияние на урандобывающую промышленность. Максимум производства урана отмечался в 1980—81 гг., а с этого времени его производство в капиталистическом мире неуклонно снижается. Ожидается, что по мере сокращения складских запасов, в 90-х гг. объем производства природного урана снова начнет возрастать (см. рис. 3).

Геологоразведочные работы на уран, широко проводившиеся в 70-е гг., привели к открытию крупных месторождений и значительно изменили существовавший баланс запасов по странам. Многолетняя монополия США, как страны наиболее богатой ураном, была нарушена. В число ведущих стран—производителей урана вышли Австралия, Бразилия, Нигер, Намибия. Сильно увеличились ресурсы Канады, которые и ранее были достаточно крупными. Вместе с тем, территории многих развивающихся стран

Таблица 5

Прогнозные мировые ресурсы урана по регионам

Регион	Оценки потенциальных ресурсов урана при себестоимости до 130 дол/кг
Африка	2,6—3,5
Южная и Центральная Америка	1,0—1,3
Северная Америка	2,1—2,4
Азия (без СССР и КНР)	0,5—0,8
Австралия	3,0—3,5
Западная Европа	0,4—0,6
Мир в целом	14,8—18,6

Таблица 6

Разведанные запасы урана в мире и основных странах-продуцентах

Страна	Запасы урана, тыс. т		
	Достоверные промышленные запасы (до 80 дол/кг)	Дополнительные ресурсы (до 130 дол/кг)	Всего
Австралия	465	430	895
Канада	160	260	420
ЮАР	256	200	456
Нигер	180	300	480
Бразилия	163	90	253
США	133	1000	1133
Намибия	104	70	174
Франция	52	50	102
Прочие	71	—	71
Мир в целом	1584	2400	3984

Азии, Латинской Америки и Африки все еще остаются слабо изученными. Нет оснований считать исчерпанными и перспективы открытия новых месторождений в США, Канаде и Австралии. В будущем геологоразведочные работы, по-видимому, обусловят появление новых стран, обладающих значительными запасами урана.

Потенциальные прогнозные мировые ресурсы урана по данным МАГАТЭ (1983 г.) приведены в табл. 5.

Мировые цены на уран достигали максимума в 1980 г. С этого времени началось понижение цен в США, а с 1982 г. и в странах Европы (рис. 5). В 1985—86 гг. уровень цен упал до 42 дол за 1 кг урана, что приближается к средним издержкам производства. Оживление рынка и рост цен связываются также с сокращением складских запасов, ожидаемым в 90-х гг. [81].

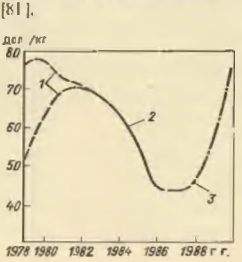


Рис. 5. Цены на уран:
1 — в период 1978—1983 гг. на рынках Европы (внеорг.) и США (внеорг.); *2* — общемировые в период 1983—1986 гг.; *3* — прогнозные общемировые на 1986—1990 гг.

Несмотря на низкие цены, в качестве промышленных достоверных запасов в настоящее время принято учитывать запасы с себестоимостью добычи до 60—80 дол/кг. Количество таких запасов по данным МАГАТЭ на 1986 г. и их распределение по странам приведены в табл. 6 [28, 80, 81].

Как следует из табл. 5, ресурсы природного урана в мире достаточно велики. Вместе с тем, они относятся к категории потенциальных ресурсов, большая часть которых, по мнению экспертов МАГАТЭ, не будет открыта и не станет разрабатываться в течение первой четверти XXI в. [28, 59, 80, 81].

Глава II
ГЕОХИМИЯ УРАНА

1. ОБЩИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА УРАНА И ЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Геохимические свойства урана определяют его высокую подвижность и возможность образования концентраций во всех геологических процессах.

Общий кларк урана в земной коре по А. П. Виноградову составляет $2{,}5 \cdot 10^{-4}$ %, [60]. При массе земной коры $2{,}6 \cdot 10^{19}$ г суммарное количество урана в ней составляет $6{,}2 \cdot 10^{15}$ т. За счет радиоактивного распада количество урана в земной коре (и во всей Земле в целом) все время уменьшается. В раннем докембрии (около 2,5—3,0 млрд лет назад), когда формировались первые месторождения урана, его содержание в земной коре, с учетом значительно меньшей ее массы, было на 1/3 выше современного. Значительно большим было и содержание в природном уране короткоживущих делящихся изотопов. Количество изотопа ^{234}U, по-видимому, было выше на 4 порядка, а ^{235}U в 6 раз. Благодаря этому, в тот период в соответствующих геологических условиях в природных концентрациях урана могли возникать ядерные реакции деления (природные ядерные реакторы).

Согласно А. П. Виноградову, среднее содержание (%) U (кларк) в ультраосновных породах составляет $3 \cdot 10^{-7}$, в основных — $5 \cdot 10^{-5}$, в средних — $1{,}8 \cdot 10^{-4}$, в кислых — $3{,}5 \cdot 10^{-4}$ и в осадочных — $3{,}2 \cdot 10^{-4}$ [60].

В магматических расплавах уран образует легкоплавкие соединения и при кристаллизации магм отжимается в остаточный расплав. Однако часть его в процессе кристаллизации захватывается и рассеивается в массе породы. В целом для магматических пород характерна прямая линейная зависимость содержания урана от содержания кремнекислоты, сохраняющаяся до некоторого критического уровня — $(4 - 5) \times \times 10^{-4}$ % (рис. 6).

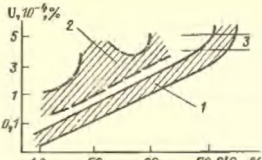


Рис. 6. Зависимость содержания урана от содержания кремнезема в изверженных породах. *По А. А. Смыслову:*

1 — известково-щелочная серия; *2* — щелочная серия; *3* — критический уровень

Средние содержания урана и величины торий-уранового отношения в различных породах приведены в табл. 7.

Как видно из табл. 7, для пород, обогащенных кремнекислотой, содержание урана (больше критического уровня) колеблется в широких пределах.

Л. В. Комлевым выделено несколько радиогеохимических типов гранитов с различным торий-урановым отношением. Наиболее высоким содержанием урана при пониженном торий-урановом отношении характеризуются орогенные и посторогенные граниты подвижных поясов [60].

Концентрация урана в породообразующих минералах гранитоидов составляет около 3% его количества в породе. В акцессорных

Таблица 7

Среднее содержание урана и величина отношения Th/U.
По А. А. Смыслову и др. [60].

Породы	Уран, 10^{-4}%	Th/U
Известково-щелочные		
Интрузивные:		
перидотиты, пироксениты	0,03	2,7
габбро, диабазы	0,6	3,0
диориты	1,8	3,3
граводиориты	2,1	4,0
плагиограниты (K < Na)	2,7	4,0
граниты (K ≈ Na)	4,5	4,0
щелочные граниты (K > Na)	6	4,0—5,0
Эффузивные:		
диабазы, базальты	0,7	3,2
андезиты	1,2	3,3
дациты	2,5	4,0
липариты	4,0—5,3	2,1—6,1
Щелочные		
Интрузивные:		
мелкозернистые нефелиновые сиениты	4,1	1,8
эгиринтовые нефелиновые сиениты	10,3	2,8
Эффузивные:		
трахибазальты	2,4	3,3
трахиандезиты	3,5	4,2
трахилипариты, трахиты	3—8	4—10

минералах находится 24—30% всего урана, а на долю субмикровключений, межзерновых швов и микропрожилков — до 30% урана. Содержание урана в породообразующих (слева) и акцессорных (справа) минералах следующее (в %) [13]:

кварц до $3 \cdot 10^{-6}$
микроклин до $14 \cdot 10^{-6}$
плагиоклаз до $10 \cdot 10^{-6}$
амфибол, биотит $(28—29) \cdot 10^{-6}$

ильменит $(0{,}7—2{,}2) \cdot 10^{-5}$
рутил $(1—1{,}9) \cdot 10^{-3}$
апатит $(1{,}6—2{,}4) \cdot 10^{-3}$
сфен $(0{,}5—1{,}0) \cdot 10^{-2}$
циркон $(1{,}6—7{,}1) \cdot 10^{-2}$
циртолит $(5—13) \cdot 10^{-1}$

2. ПОВЕДЕНИЕ УРАНА ПРИ МАГМАТИЧЕСКОМ И ПЕГМАТИТОВОМ ПРОЦЕССАХ

Возрастание содержаний урана в акцессориях указывает на его накопление в процессе кристаллизации. Наибольшие содержания урана отмечаются для акцессорных циркона и циртолита. Оба эти минерала часто метамиктны и, очевидно, могут отдавать уран и цирконий в «омывающие» их гидротермальные растворы. Для некоторых гидротермальных месторождений действительно наблюдается отчетливая связь урана и циркония.

Особенности нахождения урана в магматическом расплаве были определены в результате экспериментальных работ. Исследования стекла, полученного при быстрой закалке безводного расплава при определенных окислительно-восстановительных буферных системах, были произведены Г. Каласом [72] (табл. 8).

Четырехвалентный уран связывается в акцессорных минералах (изоморфно к Ca^{2+} и др.), или в случае насыщения магмы ураном образует оксиды — уранинит. Расплавы с повышенным количеством U (V) при застывании дают обогащенные ураном остаточные флюиды.

В экспериментах В. А. Жарикова и др. [70] показано, что в расплавленной магме гранитного и щелочно-гранитного составов растворимость урана высока — 0,03—0,1%, что превышает фактически наблюдаемые содержания даже в быстрозастывших стеклах (обсидианах). Это позволяет считать, что в природе в расплавленной гранитной магме насыщения ураном обычно не достигается.

Таблица 8

Окислительно-восстановительное состояние урана в стеклах

Состав стекла	Температура образования, °С	Тип окислительно-восстановительного буфера	Парциальное давление кислорода ($1 \cdot 10^5$ Па)	Содержание (в %) урана с валентностью		
				6+	5+	4+
Анортитовое	1560	Атмосфера		65	27	8
»	1565	»	$10^{-5{,}9}$	1	15	84
»	1560	FeO—Fe	$10^{-6{,}3}$	2	35	63
Диопсидное	1440	»	$10^{-6{,}3}$	2	35	63
Базальтовое	1410	»	10^{-6}	2	40	58
Гроссуляровое	1360	»	10^{-6}	2—3	47	50

Установлено также, что в восстановительных условиях ($t = 750°$ С, давление $2 \cdot 10^8$ Па) в нормативном гранитном расплаве при буфере магнетит — гематит четырехвалентная форма является основной.

В процессе кристаллизации гранитного расплава уран в породообразующие минералы почти не переходит. В результате в остаточном расплаве может достигаться концентрация насыщения ураном с образованием собственных минералов, что часто встречается в природных лейкократовых гранитах и аляскитах.

Породы, содержание урана в которых превышает критический уровень $(4-5) \cdot 10^{-4}\%$, характеризуются наличием части урана в свободной форме (т. е. вне кристаллических структур породообразующих и акцессорных минералов). Свободный уран подвижен и легко выщелачивается и мигрирует в водных растворах. Наличие таких пород служит признаком урановой геохимической специализации района и благоприятно для образования постмагматических его концентраций.

При быстром застывании расплавов уран связывается в стеклах. Однако, по данным П. С. Козловой и др., при девитрификации стекол происходит высвобождение до 65% заключенного в них урана с переходом его в растворы различного происхождения.

Таким образом, магматический процесс обусловливает дифференциацию урана с переходом значительной его части в форму, легко мобилизуемую в постмагматические этапы.

Максимальные содержания урана в магматических породах (ультракислых или щелочных) могут достигать $100 \cdot 10^{-4}\%$. Однако такие концентрации являются еще слишком низкими для промышленного использования в настоящее время. Высокие содержания урана свойственны также некоторым карбонатитам. При этом уран может иметь значение попутного ценного компонента (Палабора, ЮАР).

В пегматитовом процессе значительных концентраций урана обычно также не образуется. Уранинит, бетафит и другие урансодержащие минералы иногда присутствуют в редкометальных пегматитах совместно с минералами лития, тантала, ниобия, циркония и др. Однако они представляют только минералогический интерес.

Лишь в некоторых специфических условиях, характеризующихся массовой инъекцией пегматитового минерального вещества во вмещающие породы, по-видимому, сравнительно быстрой его кристаллизацией, а также наличием связывающих уран титана, железа и других, могут образовываться убогие, но при благоприятных условиях, промышленные скопления урановых руд.

К подобным образованиям относятся мигматит-пегматиты района Шарлебуа (Канада) и урановосные «аляскиты» месторождения Россинг (Намибия). Для пегматитов Шарлебуа еще в 50-е гг. была предложена следующая модель формирования. Часть пегматитообразующего расплава внедрялась в известковистые породы и активно взаимодействуя с ними обогащалась кальцием. Кальциевый плагиоклаз кристаллизуется при более высокой температуре, чем калиевый полевой шпат, что обусловило быструю кристаллизацию пегматита с образованием

мелкозернистой структуры. Одновременно связывался кремний, что способствовало концентрации урана в остаточных продуктах. Характерно, что те же пегматиты, внедрившиеся в силикатные породы, обладают обычной крупнозернистой структурой и не содержат урана.

Урановосные аляскиты Россинга (см. гл. IV) также образуют мигматитоподобные тела в интрудируемой толще, содержащей известковистые породы. Связыванию урана здесь, по-видимому, способствовало присутствие в расплаве титана (бетафит).

3. ПОВЕДЕНИЕ УРАНА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

При метаморфизме пород — от зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой до гранулитовой фаций происходит вынос U и Th. Содержания U при этом согласно [17] составляют: в породах зеленосланцевой фации $1 \cdot 10^{-5}$—$4 \cdot 10^{-4}$%, амфиболитовой $1 \cdot 10^{-5}$—$4 \cdot 10^{-4}$% и гранулитовой $5 \cdot 10^{-6}$—$5 \cdot 10^{-5}$%.

По расчетам Н. П. Ермолаева [17] при переходе от амфиболитовой к гранулитовой фациям сланцы и гнейсы теряют на 1 км^3 1200—1500 т U и до 20000 т Th. Песчано-сланцевые породы при метаморфизме от зеленокаменной до эпидот-амфиболитовой фации отдают 2000—3000 т U, а при метаморфизме высокоуглеродистых разновидностей — до 9000—12000 т на 1 км^3 пород. При прогрессивном метаморфизме нераскристаллизованных эффузивов не происходит отдачи U, а в случае метаморфизма палеотипных пород с раскристаллизованным стеклом уран мигрирует из них.

При ультраметаморфизме ранее метаморфизованные (обезвоженные, декарбонатизированные и обедненные U и Th) породы при воздействии H_2O, щелочей, кремнезема обогащаются ураном. При процессах мигматизации, анатексиса и палингенеза или метасоматической гранитизации пород также происходит увеличение содержаний U и Th в них.

Таким образом, при прогрессивном метаморфизме, по-видимому, происходит образование растворимых уранильных форм и их последующий вынос в область более низких давлений и температур. При ультраметаморфизме и расплавлении пород с образованием гранитов или субщелочных лейкогранитов, по-видимому, происходит привнос урана щелочными кремнийсодержащими растворами. При этом формируются минералы слабоподвижного четырехвалентного урана. Однако с течением времени под воздействием метамиктного распада решетки урансодержащих акцессориев, а также окисления урана до уранила, ультраметаморфические комплексы могут стать источниками урана для «циркулирующих» гидротерм.

4. ПОВЕДЕНИЕ УРАНА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Установлено, что уран переносится в нейтральных или слабощелочных, обогащенных углекислотой и обедненных хлор-ионом

гидротермальных растворах при отсутствии сильных восстановителей (водорода, метана, сероводорода и др.). Характерно, что перенос повышенных концентраций урана в растворах происходит в ранюю и позднюю стадии гидротермального процесса: в конце щелочной стадии (при 300—350 С) и на стадии кислотного выщелачивания (при 220 С и ниже). Гидротермальные системы ранней стадии содержат уран магматогенного происхождения, а гидротермы поздней стадии, вероятно, заимствуют его из вмещающих пород, на путях миграции.

Наиболее устойчивы в растворах при повышенных температурах комплексные соединения U^{4+} и U^{6+} (уранильные). При высоких температурах (>300 С) можно ожидать устойчивого существования уранил-сульфатных, уранил-фторидных, уранил-фосфатных, уранил-хлоридных комплексов. При более низких температурах (220—150 С) более устойчивыми будут уранил-карбонатные, уранил-фторидные и, возможно, уранил-фосфатные; в кислой среде, в основном, уранил-сульфатные и уранил-хлоридные, менее вероятны — уранил-фторидные.

Наиболее вероятной формой переноса урана в гидротермальном процессе (температура ниже 220 С) считаются уранил-карбонатные комплексы $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$ и $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$. Причинами разрушения них комплексов и выделения из растворов минералов урана считаются восстановительные реакции с вмещающими породами или падение парциального давления углекислоты, а также изменение pH растворов, ведущие к их распаду [32].

Уран в гидротермальных образованиях встречается в виде самостоятельных минералов, изоморфной примеси в других минералах и в сорбированном виде. Основные гидротермальные урановые минералы — это оксиды (уранинит и настуран), силикаты (коффинит, иногда β-уранотил), фосфаты (нингиоит, вечеславит, лермонтовит), титанаты (браннерит). Уран в четырехвалентном состоянии присутствует в тантало-ниобатах, тантало-титано-ниобатах, фосфатах (апатиты) и оксидах других металлов (торианит, цианит и др.). В высокотемпературном гидротермальном процессе уран фиксируется главным образом в виде изоморфной четырехвалентной примеси к Ca^{2+}, Th^{4+}, Ti^{4+} в титано-тантало-ниобатах, апатите, торите, торианите, аршиновите, реже образует самостоятельные минералы — уранинит и браннерит. Как правило, наиболее распространен изоморфный уран в минералах, формирующихся в раннещелочную стадию гидротермального процесса — в калишпатитах, альбититах, щелочных скарнах.

В процессе скарнообразования уран концентрируется в таких минералах, как везувиан и мизерит. Повышенное содержание урана характерно для некоторых магнетитовых скарнов. Однако промышленные концентрации урана в скарнах — явление редкое. Известно единственное урановое месторождение этого типа — Мэри-Кэтлин (Австралия), где уран в виде мельчайших выделений уранинита присутствует в ортите, стиллвелите и фторапатите среди гранат-диопсидовых скарнов.

В грейзенах также отмечаются повышенные концентрации урана в 2—5 и более раз, по сравнению с негрейзенизированными породами того же состава, причем основным концентратором урана оказываются касситериты. Однако промышленных месторождений урана в связи с процессом грейзенообразования не известно.

Многочисленные термобарометрические исследования урановых руд и околорудных метасоматитов промышленных месторождений урана свидетельствуют о температуре их образования в пределах 100—350° С. При этом интервал более высоких температур характерен для формации урановосных альбититов, а для остальных гидротермальных формаций этот интервал сужается до 100—250° С. В целом, согласно Б. И. Омельяненко [44], для урановосных гидротермальных формаций предполагается закономерный ряд в порядке убывания вероятной температуры их образования: среднетемпературные альбититы, кальцевые метасоматиты (гумбенты), низкотемпературные альбититы (эйситы), березиты и аргиллизиты.

Концентрация урана в природных гидротермальных растворах может быть оценена путем анализа вещества газово-жидких включений (ГЖВ) в минералах. По данным английских ученых содержание урана в растворах вторичных ГЖВ из кварцевых жил Корнуола с $t_{гом}=180$ °С оказалось равным $3{,}9\cdot10^{-1}$ г/кг H_2O. Наумовым Г. Б. и Мироновой О. Ф. и др. [41] были определены концентрации U в растворах ГЖВ с $t_{гом}=250$° С из урановорудных кварц-карбонатных жил. Концентрации оказались равными $3{,}6\cdot10^{-3}-1{,}17\cdot10^{-2}$ г/кг H_2O. Эти концентрации указывают на возможность переноса U при более высоких значениях окислительно-восстановительного потенциала, чем это предполагалось ранее, однако ограниченность данных пока не позволяет подойти к решению этого вопроса.

Изучение химического состава растворов ГЖВ в минералах различных стадий гидротермального процесса урановых месторождений указывает на направленное изменение этого состава во времени [35]. По мере развития процесса состав растворов изменяется от обогащенных щелочами, суммарной углекислотой, хлор-ионом, к растворам, обогащенным щелочными землями, гидрокарбонат-, карбонат- и фтор-ионом. Общая направленность этого изменения обычно осложнена пульсационным, прерывистым поступлением растворов. При этом, при поступлении новой порции происходит инверсия в соотношениях компонентов.

Таким образом, изменение состава растворов происходит циклически. Аналогичный характер часто имеет и изменение температуры гомогенизации ГЖВ. Наиболее вероятное объяснение таких изменений состава растворов, температуры и давления следует из термодинамических расчетов и экспериментальных исследований К. Бэрнема [10]. По его данным при застывании магматического расплава, насыщенного водой, в приповерхностных условиях происходит пульсационное отделение флюида из расплава, связанное с тем, что объем единицы массы кристаллизующихся минералов плюс объем единицы массы

пара больше, чем объем равной массы насыщенного H_2O расплава. При реакции: насыщенный H_2O расплав → кристаллы + пар, происходит выделение тепла, главным образом за счет теплоты кристаллизации, так как теплота, затрачиваемая на испарение H_2O из расплава незначительна. При этом, кристаллизация происходит лавинообразно, что вызывает быстрый рост давления и обусловливает возможность образования над магматическим очагом системы разрывов. Механическая энергия, возникающая в результате реакции: насыщенный H_2O расплав → кристаллы + пар — огромна и может достигать $3 \cdot 10^{-16}$ Вт/км^3, что вполне достаточно для гидроразрыва пород.

Циклическое увеличение давления происходит как при кристаллизации вкрапленников, так и минералов матрицы. Это указывает на возможность пульсационного внедрения флюида под большим, но уменьшающимся давлением во вмещающие породы, особенно над апикальной частью интрузивов. При каждой последующей инъекции изменяется состав флюида и состав гидротермальных образований за счет различной растворимости компонентов в расплаве. Пульсационное внедрение флюидов во вмещающие породы и застывающую верхнюю часть интрузивов определяет прерывистое циклическое изменение состава флюида. При этом в начале каждого цикла преобладают наименее растворимые в магме основные компоненты (электролиты), а в конце цикла — более растворимые. В связи с истощением магмы наименее растворимыми компонентами содержание последних во флюиде от цикла к циклу уменьшается, а содержание более растворимых — возрастает. Вместе с этим происходит «специализация» цикла на те или иные полезные компоненты (U, Mo, Fe, Au, Ag, Cu, Zn, Pb и др.). При этом безразлично откуда будут браться эти компоненты — из магмы или по пути движения гидротермальных растворов.

Таким образом, общая направленность и цикличность изменения состава гидротермальных растворов, формировавших месторождения, связанные пространственно и во времени с магматическими телами, являются важным фактором, определяющим их магматогенный генезис.

Особенностью гидротермального процесса на урановых месторождениях в складчатых областях служит проявление кислотной стадии. В эту стадию растворы имели щелочно-хлоридный состав с относительно высоким содержанием суммарной углекислоты. Эта стадия проявляется в интервале $t_{гом}$ от 330 до 250 С [35], иногда 380—250 С и характеризуется формированием кислотных метасоматитов — от грейзенов ($t_{гом}$ = 380—350 С) и березитов ($t_{гом}$ = 330—290 С) до гидрослюдизитов ($t_{гом}$ = 280—250 С) и аргиллизитов (кварц-каолинитовое изменение) ($t_{гом}$ = 270—250 С).

Исследования состава растворов ГЖВ в минералах кислотных метасоматитов показывают, что грейзены и березиты формируются растворами, обогащенными хлор-ионом, гидрослюдизиты — растворами, обогащенными углекислотой и хлор-ионом, а кварц-каолинитовые метасоматиты — углекислыми растворами [74].

Сравнение особенностей развития урановорудного гидротермального процесса с развитием неурановых гидротермальных процессов в складчатых областях (месторождения Pb—Zn, Au, Sn—W) показывает их большое сходство, выражающееся в аналогичной цикличности изменения состава растворов и в проявлении кислотной стадии, приводящей к формированию кислотных метасоматитов.

Гидротермальные процессы, формирующие урановые месторождения на щитах, заметно отличаются от приведенных процессов тем, что в них не проявляется кислотная стадия и не наблюдается цикличность в изменении состава растворов, хотя пульсационный характер поступления растворов и общая направленность изменения их состава во времени сохраняются.

5. ПОВЕДЕНИЕ УРАНА В ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Поведение урана в этих процессах определяется его способностью мигрировать в кислородсодержащих водозных водах и выпадать из растворов под действием восстановителей или сорбентов. Главным источником урана в водах являются породы с повышенным содержанием его, в первую очередь, граниты. Концентрация урана в водах зависит не столько от содержания его в породе, сколько от характера растворов. Повышенная кислотность или щелочность интенсифицирует переход урана в раствор. Субнейтральные растворы выщелачивают уран только в присутствии гидрокарбоната, который очень распространен в природных водах.

Осаждение урана из растворов, чаще всего, определяется действием восстановителей, в качестве которых могут выступать органическое вещество, сероводород, двухвалентное железо, сульфидная сера, низковалентные соединения меди, ванадия и др. «Захват» урана из растворов может происходить также за счет сорбции различными коллоидными фазами (кремнезема, глинистых минералов) при их гелефикации и обезвоживании.

Уран, находящийся в океанических водах, в обычных условиях в осадок не переходит. Среднее содержание урана в осадочных породах силикатного или карбонатного состава составляет $2-3\cdot10^{-4}\%$, понижаясь до $1\cdot10^{-4}\%$ и менее в эвапоритах. Резко повышенным содержанием урана отличаются углеродсодержащие сланцы и фосфориты.

Содержание урана в углеродистых сланцах $30-50\cdot10^{-4}\%$, а в аналогичных нижнепалеозойских образованиях повышается до $100-200\cdot10^{-4}\%$. Как указывает А. А. Смыслов [60], между содержанием органического вещества и урана в сланцах существует корреляционная связь, которая характеризуется выходом на асимптоту при содержаниях $C_{орг}$ около 10% (рис. 7). Таким образом, содержание урана порядка 0,01—0,03%, по-видимому, является пределом его сингенетической концентрации.

Накопление урана в черных сланцах до недавнего времени связывалось с процессами седиментогенеза и диагенеза за счет

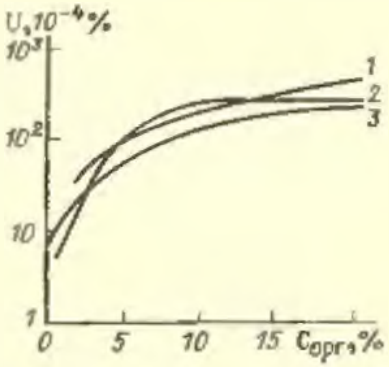


Рис. 1. Соотношение между содержанием урана и органического углерода в углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых осадочных породах Евразии. *По А. А. Смыслову.*

1 — платформенные углеродисто-глинистые сланцы ордовика; 2 — миогеосинклинальные сланцы кембрия; 3 — платформенные углеродисто-кремнистые сланцы венда

восстановления и захвата растворенных его форм. Однако С. Г. Неручевым [42] была показана возможность концентрации урана живыми организмами. Периодическое повышение содержания урана в биосфере за счет поступления из эндогенных источников в этапы тектоно-магматической активизации и, как следствие, массовая гибель организмов, а также связывание свободного урана в ураноносных осадочных формациях, рассматривается этим исследователем как один из ведущих факторов биологической эволюции.

Фосфориты являются другой осадочной формацией, обычно обогащенной ураном. Повышенные содержания урана установлены как для платформенных, так и геосинклинальных фосфоритовых формаций. Содержания в первые тысячные доли процента характерны для фосфоритов многих бассейнов, в некоторых случаях они достигают первых сотых долей процента.

Уран легко сосаждается с фосфатом кальция даже из таких сильноразбавленных растворов, как морская вода. Однако некоторыми исследователями [16, 42] указывается, что накопление фосфоритов происходит не путем химического осаждения растворенных фосфатов, а путем захвата фосфора организмами и осаждения в виде биогенного детрита.

В фосфоритах уран входит в кристаллическую решетку карбонат-фторапатита (франколита) и удерживается очень прочно, не переходя обратно в раствор при последующем метаморфизме или гипергенном преобразовании фосфоритовых пластов.

Обогащенные ураном слои углеродсодержащих сланцев и фосфоритов могут рассматриваться как месторождения убогих урановых руд. Сосредоточенные в них запасы могут быть значительными. Так, например, запасы в черных сланцах Швеции (так называемый кольм) оцениваются более 300 тыс. т. Однако низкие содержания и сложная технология делают такие месторождения в настоящее время непромышленными.

Уран в фосфоритах может представлять попутную ценность при их переработке на удобрения. Так как повышенные содержания урана в удобрениях нежелательны, то процесс очистки необходим вне зависимости от рентабельности извлечения урана. В некоторых особых случаях ураноносный фосфат (фоссилизированный костный детрит ископаемых рыб) образует месторождения, пригодные для самостоятельной эксплуатации в качестве урановых.

Ведущим процессом образования промышленных месторождений урана в экзогенных условиях является эпигенетическое осаждение его из грунтовых вод на окислительно-восстановительных геохимических барьерах.

Геохимические барьеры образуются при движении кислородных урансодержащих вод от областей питания (на поднятиях) к артезианским бассейнам и далее к областям разгрузки. При этом, по мере продвижения водного потока по проницаемым пластам в фильтрующих породах происходит окисление содержащегося органического вещества, сульфидной серы и трехвалентного железа за счет содержащегося в воде кислорода. В результате на фронте водного потока образуется окислительно-восстановительный барьер, на котором запас свободного кислорода израсходован и окислительная обстановка сменяется восстановительной. Обычно этот барьер легко фиксируется визуально по смене красной и желтой цветовой окраски пород на серую. Изменение окислительно-восстановительной обстановки вызывает сброс на барьере растворенного урана и некоторых других элементов, восстановленные формы которых имеют худшую растворимость (селен, ванадий, рений, скандий, молибден и др.) [16, 33].

В обобщенном виде процесс формирования урановых руд на фронте пластового окисления представлен на рис. 8.

Многочисленные урановые месторождения, так называемого «песчаникового» типа, в большинстве случаев образуются подобным образом. Концентрация на геохимических барьерах, по-видимому, является одним из главных факторов, ограничивающих сброс урана в океан и способствующих его локализации в континентальных условиях. Вместе с тем подобные концентрации урана, получившие в нашей литературе наименование «гидрогенных», не являются прочными консервантами урана и в процессе размыва или метаморфизма вмещающих отложений он может легко выноситься. С этих позиций гидрогенные месторождения представляются своего рода эфемеридами в геологической истории. Они широко распространены в кайнозойских, встречаются в мезозойских, весьма редки в палеозойских и не встречаются в более древних формациях.

В процессах гипергенного преобразования урановых месторождений (в зоне окисления) поведение урана в значительной степени определяется составом первичных руд. Все первичные минералы урана (за исключением некоторых титанатов — давидита и др.) в зоне окисления весьма неустойчивы и разлагаются раньше сопутствующих сульфидов, арсенидов и др. Поэтому в развитии зоны окисления урановых месторождений выделяются три последовательные стадии: изменение первичных урановых минералов с замещением их гидроксидами и вторичными силикатами; окисление первичных урановых минералов и одновременно сульфидов-арсенидов с развитием урановых слюдок и, наконец, гидратационная переработка с замещением слюдок гидроксидами и силикатами.

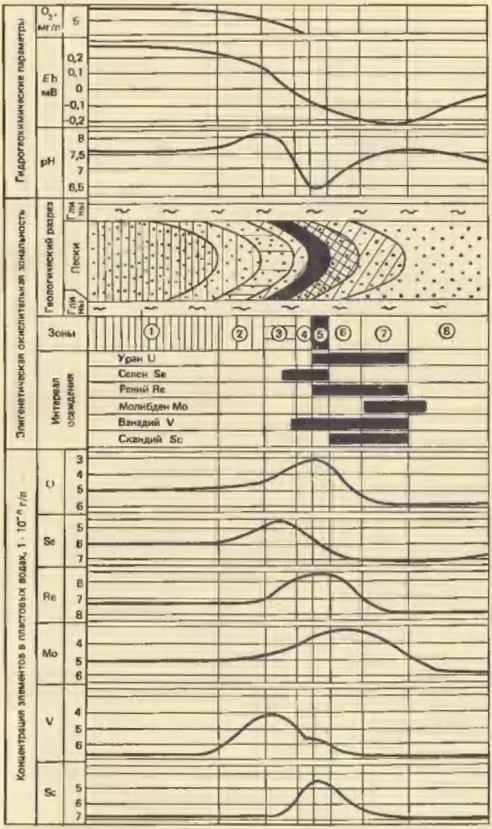


Рис. 8. Обобщенный профиль рудоконтролирующей пластовой эпигенетической зональности на инфильтрационных месторождениях урана. *По К. Г. Бровину, Е. М. Шмариовичу и др.*

Цифрами в кружках геохимические зоны: 1–4 пластового окисления (1 полного, 2 неполного, 3 частичного, 4 очаговых); 5–7 урановых руд (5 богатых, 6 бедных, 7 ореолы); 8 зона неизмененных безрудных пород

Таблица 9

Особенности зон окисления урановых месторождений. *По Л. Н. Белковой*

Месторождения	Типы зон окисления	Особенности зон окисления
Собственно урановые (бессульфидные)	Гидроксидносиликатный	Сохраняется морфология первичных руд
	Силикатный	Зона вторичного обогащения отсутствует
Уран-сульфидные	Силикатно-слюдковый	Зона вторичного обогащения отсутствует
	Силикатный	Зона вторичного обогащения может быть интенсивно выражена
	Слюдковый	
	Лимонитовый	

В зависимости от первичного состава руд на месторождениях урана могут развиваться различные типы зон окисления (табл. 9).

Важнейший гипергенный процесс преобразования сульфидных полиметаллических месторождений — развитие зон вторичного обогащения, для урановых месторождений менее характерен. Зоны вторичного обогащения формируются при условии интенсивного выщелачивания урана из зоны окисления, в сочетании с незначительным его связыванием во вторичные минералы (слабым развитием минералов-нейтрализаторов, особенно карбонатов), а также концентрированного развития восстановителей (сульфиды).

Современная зона окисления на большинстве урановых месторождений с относительно невысоким содержанием сульфидов обычно не дает ярко выраженной зоны вторичного обогащения. Вместе с тем уникально богатые руды некоторых урановых месторождений (р-н Атабаска в Канаде) с высокой концентрацией сульфидов и арсенидов ряд исследователей рассматривает как древние зоны вторичного обогащения.

В условиях «промывного» режима, при отсутствии элементов, связывающих уран во вторичные минералы (фосфора, ванадия и др.) в зоне окисления урановых месторождений часто отмечается вынос урана с образованием подзоны интенсивного выщелачивания, глубина которой может достигать десятков метров.

Глава III
МИНЕРАЛОГИЯ УРАНА

Известно более 170 природных соединений минералов урана, причем открытия новых продолжаются, однако лишь 20 из них являются главными компонентами промышленных руд. В природе существуют минералы преимущественно четырех-, пяти- и шестивалентного урана. Последние точнее называть минералами уранила.

1. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ЧЕТЫРЕХВАЛЕНТНОГО УРАНА

Минералы четырехвалентного урана относятся к классам простых оксидов урана, сложных оксидов урана и молибдена, титанатов, силикатов, теллуридов, танталo-ниобатов и фосфатов урана. Преимущественно пятивалентный уран слагает фосфат урана — нингиоит.

К простым оксидам урана относятся **уранинит, настуран** и, так называемая, урановая чернь, различающиеся кристалломорфическими особенностями. Все три морфологические разновидности имеют одну и ту же кубическую гранецентрированную решетку типа флюорита и аналогичный состав, что позволяет относить их к одному минеральному виду — уранониту.

Уранинитом в СССР принято считать ограненный оксид урана с внешними гранями куба или октаэдра, а также их комбинациями.

К настурану принято относить оксид урана, имеющий округлые внешние очертания с внутренним оолитовым радиально-лучистым, концентрически-зональным и реже встречающимся телевидным тонкозернистым строением. Между уранинитом и настураном бывают переходные формы с искривленными гранями куба или октаэдра. Встречаются образования, в центре которых находятся оолитовые формы, а по периферии уранинитовые грани.

Урановая чернь представляет собой тонкозернистые сажистые (мажущиеся) образования, обычно рентгеноаморфные, либо дающие кольцевые дебаеграммы с диффузными кольцами. В зарубежной литературе четкого разделения указанных минералов нет и «уранинитом» нередко называют как ограненные, так и колломорфные, и даже сажистые оксидные формы.

Причинами проявления разных морфологических форм оксидов урана служат различия в условиях их образования. К числу последних, наряду с температурой, повышение которой способствует образованию уранинита, следует отнести различные pH-условия, влияющие на образование настурана или уранинита и быстро меняющиеся физико-химические условия, благоприятствующие образованию настурана. В настоящее время одной из наиболее распространенных точек зрения о причинах образования настурана вместо уранинита является расщепление индивидов при воздействии примесей мешающих нормальной кристаллизации. Однако есть и точки зрения об образовании настурана по урановым минералам, например, коффиниту [6, 1] или по гидроксиду U^{4+} [35] с последующей перекристаллизацией в оксид в результате удаления воды (гидроксила). В этом случае гидроксид U^{4+} является метастабильным, но «успевает» оформировать оолитовые образования.

Уранинит могут содержать Th и TR изоморфные к U^{4+}. Встречаются уранинит и не содержащие этих элементов. Как правило, это относительно низкотемпературные образования. Уранинит, содержащие Th и TR, обычно проявлены в пегматоидных или в высокотемпературных гидротермальных образованиях. В любых уранинитах,

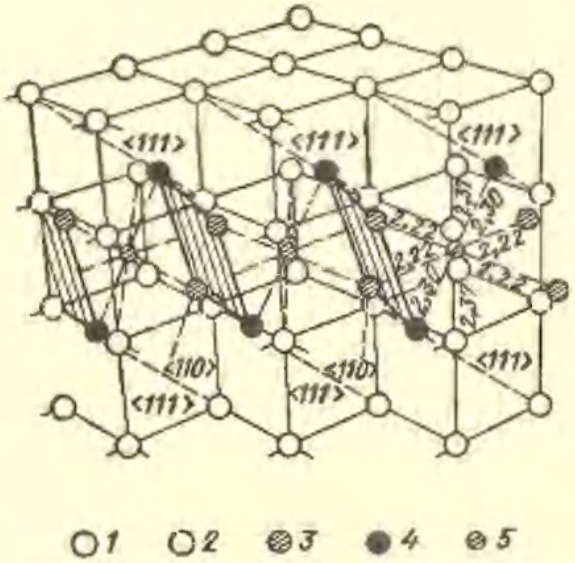


Рис. 9. Кислородные кластеры 2—2—2 в искусственных оксидах урана: *1* — нормальный атом O, *2* — вакансия O, *3* — внедренный O′ атом; *4* — внедренный O″ атом, *5* — атом U (V)

так же как и настуранах, судя по результатам исследований методом РФЭС электронных оболочек искусственных и природных оксидов урана, всегда изначально содержится то или иное количество уранильных группировок, которые могут находиться в их кристаллической структуре в связи с появлением кислородных кластерных группировок типа 2—2—2 или 4—2—2 (рис. 9). В оксидах урана обнаружен пятивалентный уран, количество которого может быть значительным [32]. Форма нахождения в них пятивалентного урана пока не ясна. Не исключено, что она — уранильная [62].

Уменьшение константы кристаллической решетки оксидов часто связывается с увеличением кислородного коэффициента или степени окисленности урана и уменьшением размера иона U (VI). В искусственных оксидах такая зависимость, по-видимому, существует, но как показал анализ результатов изучения большого числа оксидов урана из различных регионов, такой прямой зависимости нет. Объясняется это видимо тем, что природные оксиды содержат много примесей, изменяющих константу решетки. Для них установлены фазы типа UO_2, UO_{2+x}, иногда U_4O_9.

Согласно данным РФЭС [62] и измерениям магнитной восприимчивости, в U_4O_9, U_2O_5 и U_3O_8 содержится значительное количество U^{5+} и U^{6+}. Например, в U_2O_5 50% U(V) и 50% U(VI), а в U_3O_8 — 1/3 U(V) и 2/3 U(IV). Предложена новая классификация оксидов урана (по крайней мере искусственных) на основе учета кислородных кластеров.

К сложным оксидам урана и молибдена относятся седовит и моурит, кристаллизующиеся в ромбической сингонии. Они, как правило, возникают в зоне окисления молибден-урановых месторождений.

В классе силикатов урана пока известны два минерала U(IV) и U(V) — коффинит и ненадкевит. Исследование коффинита методом РФЭС выявило преобладание в нем U(V). Существование ненадкевита дискуссионно. Одни исследователи [57] убеждены в отсутствии такого минерала и считают ненадкевит смесью минералов, образовавшихся в процессе разрушения уранинита или, возможно, коффинита и сопутствующих минералов. Другие исследователи считают ненадкевит самостоятельным, но метамиктизированным минералом, так как для него характерны присутствие редких земель (особенно Ce) и призматическая первоначальная форма.

Следует подчеркнуть, что силикаты U(IV) или U(V) являются очень неустойчивыми под α-излучением. В коффините несомненно присутствует вода (возможно ОН-группа), но неясно, когда она появляется — при его образовании (как предполагает А. И. Комков) или позже — при метамиктизации коффинита (Л. Н. Белова и др.).

К титанатам урана относятся браннерит и давидит. В давиците UO_2 обычно не более 9,8%, а содержание TR и особенно железа значительно выше. Правильнее считать давидит титанатом железа, содержащим уран, торий и TR. Браннерит долгое время считался оксидом (UTi_2O_6), но исследования непрокаленного браннерита методами электронной микроскопии [9] показали его принадлежность к титанатам урана $U(TiO_3)_2$. Браннерит и давидит обычно метамиктны, рентгеноаморфны и почти всегда содержат воду, возможно появляющуюся при метамиктизации в связи с возникновением уранила. Кристаллическая структура обоих минералов возобновляется при нагревании. Браннерит известен в высокотемпературной (с Th и TR) и низкотемпературной разностях.

Обнаружены и исследованы тантало-ниобаты урана и железа — нечекит и оксинечекит. Эти минералы также часто оказываются метамиктными и их структура обнаруживается при прокаливании. Они характерны для пегматитов. К тантало-ниобатам относится также урансодержащий пирохлор.

К классу молибдатов относятся кузинит (гидроксидомолибдат четырехвалентного урана и магния) и молуранит, содержащий четырех- и шестивалентный уран. Молуранит встречен в альбититах, а кузинит — в осадочно-метаморфических породах.

Четырехвалентный уран содержится иногда в значительных количествах в оксидах тория (торианит, ураноторианит), силикатах тория (ураноторит, ферриторит, кальциторит), замещая изоморфно торий. Он присутствует в силикатах редких земель, тантало-ниобатах и титано-ниобатах. Уран в четырехвалентном состоянии содержится в метамиктных разновидностях циркона — аршиновите (гельцирконе), малаконе и других, но количество урана в этих минералах обычно невелико (до 2%).

2. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ШЕСТИВАЛЕНТНОГО УРАНА — УРАНИЛА

Широко распространенные минералы шестивалентного урана в зоне окисления эндогенных урановых месторождений и в большей части руд экзогенных месторождений — это минералы уранила. Строение минералов U (VI) во многом подчинено свойствам и особенностям строения самого уранила. В связи с тем, что уранил имеет линейно-вытянутую форму с двумя ионами кислорода, частично втянутыми в ион U (VI), насыщенность связями между ураном и кислородом по диаметру и недостаточная насыщенность урана в экваториальной плоскости, перпендикулярной к этому диаметру, позволяет присоединиться к

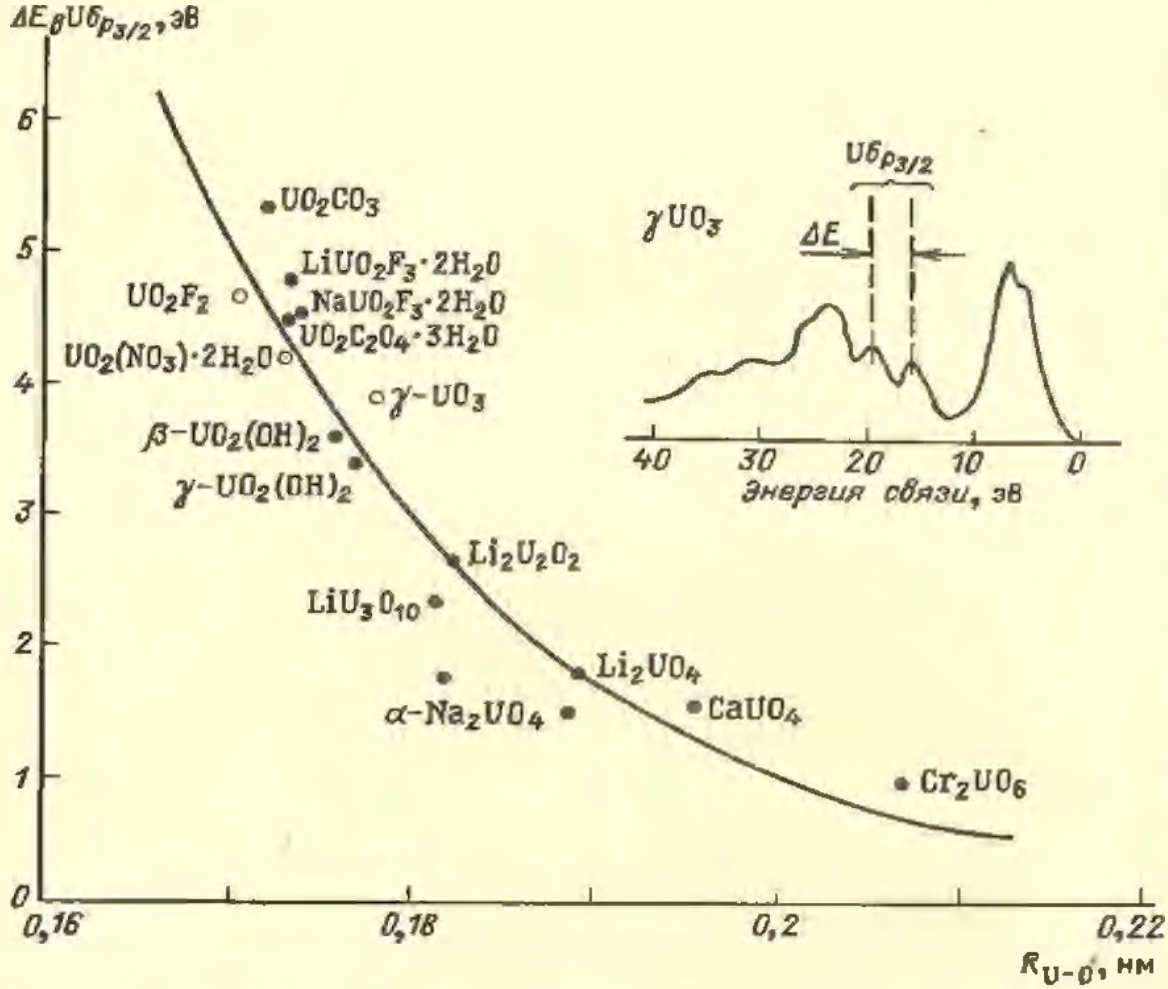


Рис. 10. Зависимость величины распределения (ΔE_B) линии $U6_{p3/2}$ от длины связи R_{U-O} в уранильной группе (UO_2^{2+}) для ряда искусственных соединений урана

урану каким-либо лигандам (O^{2-}, Cl^-, F^- и др.). В природе основным таким лигандом служит кислород, входящий в OH^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, PO_4^{3-}, AsO_4^{3-}, SiO_4^{4-}, $Si_2O_5^{2-}$, SiO_3OH^{3-}, VO_4^{3-} и т. д. Это явление лежит в основе строения большинства минералов уранила. Кислород может размещаться вокруг уранкислородного диаметра на различном расстоянии в зависимости от конфигурации этих кислородных групп и энергетических характеристик электронов, слагающих их ионов.

Задача определения структуры кристаллической решетки является очень сложной и в последнее время решена только для отдельных минералов. Большое значение для таких расчетов имеет определение расстояния между ураном и кислородом в ураниле, между ураном и лигандом в экваториальной плоскости, между ионами в аденде, между дополнительными катионами, лигандами, уранилом, водой и т. д. Расчет расстояний между ионами в ураниле и между ураном уранила и лигандом был проведен для относительно простых искусственных твердых фаз с использованием энергетических характеристик электронов, участвующих в связи. Экспериментальные исследования Б. Вила

[75] и Ю. А. Тетерина, Ч. С. Баева [62] с помощью метода РФЭС позволили вывести формулы для определения расстояний U—O(R_{U-O}) в уранильной группе и между лигандом и ураном в экваториальной плоскости, а также построить графическое изображение этой зависимости (рис. 10).

Минералы уранила объединены в типы, название которым дано по тому адденду (анионной группе), с которым уранил соединен. Количество минералов уранила постоянно увеличивается, поэтому в табл. 10 приведены природные его соединения, найденные, описанные и опубликованные до 1 января 1987 г. Кроме природных образований получено большое количество искусственных (их часто называют синтетическими). Значительная часть из них является аналогами природных минералов, но, практически, никогда полностью не повторяющими их свойства. Это различие связано с тем, что экспериментально полученные минералы обычно лишены тех примесей, которые имеют природные минералы, образованные из более сложных по составу растворов в изменяющихся физико-химических условиях.

Известные в настоящее время минералы уранила относятся к 10 классам: гидроксиды, силикаты, карбонаты, сульфаты, молибдаты, фосфаты, арсенаты, ванадаты, селениты и теллуриты. Некоторые минералы являются переходными от одного класса к другому.

Наиболее простыми минералами уранила являются его гидроксиды. Они развиваются преимущественно по оксидам четырехвалентного урана — настурану и реже по уранониту. Это замещение происходит, как правило, псевдоморфно в нижней части зоны окисления с сохранением микротекстуры настурана или формы уранинита. Гидроксиды уранила почти не образуют самостоятельных кристаллов, очень тонкозернистые, обладают несовершенной кристаллической структурой, отличаются высокой степенью дисперсности [57]. Искусственные гидроксиды уранила не обладают такой тонкодисперсностью и по ним определены характерные свойства структуры этих минералов. Сохранение высокой дисперсности природных гидроксидов уранила объясняется их образованием при низких температурах, не превышающих обычно 100° С.

Диапазон физико-химических условий образования гидроксидов уранила большой. Об этом свидетельствуют переменное соотношение UO_2^{2+} и OH^-, различное количество воды и изменение ее места в кристаллической решетке этих минералов. Уранил-гидроксильные группы, являясь по существу комплексными соединениями, слагают слои, в которых уранил перпендикулярен к их плоскости, а гидроксильные группы располагаются в плоскости экватора уранила, причем пять ионов кислорода гидроксилов согласно Х. Эвансу [73], координируют уран, создавая в плане пентагональный многоугольник с кислородом в его вершинах. Эти многоугольники как бы сливаются между собой, образуя общие стороны, так как каждый ион кислорода связан одновременно с тремя ионами урана. В результате образуется слой, с пентагональной сеткой в плане, ориентированный перпендикулярно

длинной оси уранила. В пределах слоя может происходить замещение группы OH^- на O^{2-}.

В результате увеличивается отрицательный заряд слоя и появляется возможность присоединения кислородов двух смежных слоев к катионам: K, Ca, Ba, Cu, Pb, а для ряда минералов и одновременно нескольких из них. Эти катионы расположены между слоями и по ним проходит спайность минералов [57]. Совершенство спайности уменьшается от бескатионных гидроксидов уранила к катионным. В том же направлении возрастает и твердость минералов. Между слоями могут находиться и молекулы воды. Замена OH^- на O^{2-} и появление катионов приводит к упрочению структуры минералов. Эта замена свидетельствует о том, что многие из гидроксидов уранила как бы переходные от собственно гидроксидов уранила к оксидам уранила.

Чистых оксидов уранила в природе не обнаружено. По-видимому, это не случайно, так как замещение оксидов урана вторичными минералами происходит в водной среде при относительно низкой температуре. Псевдоморфное развитие гидроксидов уранила по настурану позволяет предполагать возможность их обнаружения на экзогенных месторождениях пластового окисления, в местах их «переформирования» под влиянием окислительных растворов и в местах «начального» окисления оксидов урана (в тыловой части ролла).

Силикаты уранила также состоят из комплексных ионов уранила [57] – $[(UO_2)SiO_3OH]^+$, либо $[UO_2(SiO_4)]^{4-}$, либо $[UO_2(Si_2O_5)]^0$. Последний комплекс часто усложнен до $[(UO_2)_2(Si_2O_5)_3]^{2-}$. Кристаллические структуры выявлены для большинства минералов первых двух комплексов. Эти комплексы слагают цепочки, в пределах которых уранил координируется пятью кислородами трех кремнекислородных тетраэдров (два, два, один кислород) [57]. Четыре кислорода принадлежат двум соседним уранилам, увязывая пентагональные уранил-кислородные полиэдры в цепочки. Ионы кремния находятся с внешней стороны уранил-кислородного полиэдра, осуществляя через один или два кислорода связь с другой цепочкой в единый слой. Слои связаны между собой четверными кислородами тетраэдров и катионами, расположенными между слоями. Там же находятся и молекулы воды. Ион кислорода тетраэдра SiO_4^{4-}, находящийся в межслоевом пространстве, может замещаться на гидроксид [57]. Структура минералов, в состав которых входит $Si_2O_5^{2-}$, не выявлена.

Карбонаты уранила слагаются комплексами $[UO_2CO_3]^0$, $[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$, $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ или имеют более сложное строение, когда вместе с ионом присутствуют OH^--группы и O^{2-}, замещающий кислород в этой группе. Уранил-ион в окружении 6 кислородов карбонат-ионов (гексагональная бипирамида), расположенных в его экваториальной плоскости, слагает вместе с углеродом слои минералов. Размещен уранил перпендикулярно плоскостям слоя. Слои соединены слабо, остаточными вандерваальсовыми связями или через молекулы воды, удерживающиеся в минерале в межслоевом пространстве этими связями [57] или через катионы в

случае замещения OH^--групп на O^{2-}. Отсюда отчетливая спайность минералов, непрочность их структуры и высокая растворимость, обеспеченная к тому же устойчивостью уранил-карбонатных комплексов в растворе.

Структуры расшифрованы для ряда минералов, сложенных уранил-карбонатными и уранил-трикарбонатными комплексами. Структуры минералов со смешанными уранил-карбонатно-гидроксидными комплексами пока не определены.

Сульфаты уранила сложены комплексными соединениями, в состав которых может входить, кроме уранила, сульфат-ион, как предполагается, частично замещенный гидроксилом. В пересчете на один уранил комплексные соединения имеют следующий вид: $[UO_2(SO_4)(OH)_2]^{2-}$, $[UO_2(SO_4)_{2/3}(OH)_{2/3}]^0$, $[UO_2(SO_4)_{1/6}(OH)_{5/3}]^0$, $]UO_2(SO_4)_{2/3} \times \times (OH)_{2/3}]^0$, $[UO_2(SO_4)_{1/2}(OH)_{5/3}]^{2/3-}$. Дробные показатели ионов SO_4^{2-} и OH^- свидетельствуют о сложно построенных группировках в минералах с несколькими уранильными ионами, согласно [12] типа $[(UO_2)_2(SO_4)_2(OH)_2]^{2-}$, $[(UO_2)_3(SO_4)_2(OH)_2]^0$, $[(UO_2)_2(SO_4)^2 \times \times (OH)_2]^{2-}$, $[(UO_2)_3(SO_4)_3(OH)_{10}]^{10-}$.

Вместе с тем, прямых термических данных о присутствии OH^--групп в минералах пока нет, что ставит под сомнение существование в природе сложных гидроксидно-сульфатных комплексов уранила [57]. Соотношение UO_2/SO_4 в минералах почти всегда больше 1. Это свидетельствует либо об относительно низкой концентрации SO_4^{2-} при образовании минералов, либо об энергетической невыгодности образования минералов с более высоким содержанием сульфат-иона.

Сульфаты уранила являются слоистыми минералами, причем слои слагаются указанными комплексами, а связь слоев осуществляется через катионы или воду. В том и другом случае формирование сульфатов сильно зависит от внешних условий и особенно от соотношения уранила и сульфата в растворе, так как именно оно влияет на структуру сульфатов. В связи с тем, что во многих сульфатах количество ионов гидроксилов заметно преобладает над содержанием сульфатов (например, в ципситах), то их свойства приближаются к свойствам гидроксидов, что затрудняет их диагностику по порошкограммам [57].

Молибдаты уранила представляют собой группу минералов с очень сложными структурами. Структура умохоита была выявлена Е. С. Макаровым и Л. И. Аникиной [32]. Они считают, что умохоит имеет формулу $[UMoO_6(H_2O)_2](0-2)H_2O$. При этом U (VI) и Mo (VI) имеют одинаковое значение в структуре умохоита, а их координационное число равно 8. Таким образом умохоит представляет собой слоистый минерал, состоящий из слоев уранила и шестивалентного молибдена. Структура иригинита, по В. Н. Сережкину и др., также представляется слоистой, состоящей из слоев $[(UO_2)Mo_2O_5(H_2O)_2]^0$. Расстояния U—O в уранилe не одинаковы (0,161 и 0,205 нм). Координационное число уранила в экваториальной плоскости равно 5.

Структура иригинита представляется очень сложной и не совсем ясной, особенно с позиции вхождения нейтральной молекулы воды в слой с уранилом и молибденом.

Наиболее обширны классы минералов уранила — **фосфаты, арсенаты и ванадаты.** В связи с тем, что они образуют пластинки с хорошо выраженной спайностью, параллельной внешним базисным плоскостям, делающих их похожими на слюды, их часто называют урановыми слюдками.

В фосфатах уранил, перпендикулярный слою, окружен четырьмя кислородами фосфатных групп в экваториальной плоскости. Поскольку расстояние U — O в уранилe неодинаково, U (VI) расположен не в центре слоя [57]. Плоскость, в которой находится кислород тетраэдра PO_4^{3-}, связанный с уранилом, не перпендикулярна к оси уранила, а проходит под углом 85—86°. Тетраэдр PO_4^{3-} искажен из-за неодинакового расстояния P—O. В большинстве случаев в слое присутствует комплекс $[UO_2PO_4]^{1-}$, отрицательный заряд которого уравновешивается межслоевыми катионами. В случае двузарядных катионов (Ca, Mg, Mn, Ba, Pb, Cu) они оказываются связанными с двумя соседними слоями через кислород уранила или PO_4^{3-}, т. е. с двумя ураниламн. Вода находится в межслоевом пространстве. Количество молекул воды может различаться, что способствует образованию «полноводных» и менее водных (мета-) минеральных видов.

Наряду с минералами, имеющими в слое $[UO_2PO_4]^{1-}$, существует много минеральных видов, характеризующихся соотношением UO_2^{2+} / PO_4^{3-}, равным 3/2, 2, 4/3. Обычно (кроме фосфорного аналога трегерита) в слое присутствует и OH^--ион. Все эти три иона образуют слои состава $[(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_2]^{2-}$, связь в пределах которых осуществляется через кислород PO_4^{3-} и OH^- с ураном уранила. Создаваемый избыточный отрицательный заряд слоя компенсируется межслоевыми катионами, связывающими два слоя. В случае свинцовых фосфатов уранила связь с катионом осуществляется через кислород фосфатов и уранила.

В ряде минералов слой характеризуется присутствием OH^- $[(UO_2)_3 \times \times (PO_4)_2(OH)]^-$, что также требует компенсации межслоевым катионом. Гидроксильные группы могут замещаться кислородом. Вода находится между слоями и ее роль в структуре минерала невелика. В отдельных минеральных видах (парсонсит) слой состоит из $[UO_2(PO_4)_2]^{4-}$

Таким образом, в фосфатных слюдках слои сложены либо уранил-фосфатными группировками, либо уранил-фосфатно-гидроксидными. При этом в одних случаях ураниды координируются кислородом фосфатных групп и может предполагаться уранил-фосфатный комплекс (отениты, торбернпты и др.). В других минеральных видах ураниды координируются кислородом OH^--групп, или замещающих их O^{2-}, а также частично двумя или одним кислородом фосфатных групп, через которые и осуществляется связь уранильных цепочек в слои.

Мышьяковые урановые слюдки структурно подобны фосфатным [57]. Разница только в том, что в слое вместо PO_4^{3-} находится AsO_4^{3-}. Размер иона AsO_4^{3-} больше, чем иона PO_4^{3-} из-за большего радиуса As^{5+} (As^{5+} — 0.046 нм, а у P^{5+} — 0,035 нм) и поэтому размер ячеек мышьяковых слюдок больше, чем фосфатных. Аналогия в строении мышьяковых и фосфатных слюдок приводит к анионному изоморфизму. Вместе с тем изоморфизм катионов в них отсутствует. Гидратированность мышьяковых и фосфатных слюдок также аналогична [57].

Ванадиевые слюдки по структуре отличаются от мышьяковых и фосфатных [57]. Это связано с тем, что ванадиево-кислородные полиэдры (квадратные пирамиды) спарены двумя общими кислородами основания полиэдра (по общему ребру), другие кислороды координируют уран уранила и соединяют два соседних уранила в слое. Уранил и длинные оси кислородно-ванадиевых пирамид ориентированы перпендикулярно слою, причем кислород уранила и вершины кислородно-ванадиевой пирамиды осуществляют связь с катионами межслоевого пространства. Кислород воды также координирует катионы. Расшифрована структура лишь ванадатов уранила с отношением $UO_2^{2+}/VO_4 = 1/1$.

Теллуриты уранила представлены немногочисленной группой из четырех минералов. Для одного из них (клиффордита) структура установлена. Уран находится в вершинах куба. Он координирован 8 кислородами теллур-кислородных тетраэдров. Последние объединены общими ионами кислорода в одной из вершин, с аналогичными Te — O тетраэдрами, в единые цепочки. Уранильные ионы имеют различную ориентировку и разные размеры координационных (U — O) полиэдров. По сути дела — это уран-кислородные кластеры. Ориентировка уранила во многом зависит от положения теллур-кислородных тетраэдров, которые, в основном, определяют структуру минерала. В минерале нет воды [57]. В этом отношении интересна параллель с оксидами урана, содержащими U (VI) и U (V). Г. А. Сидоренко считает возможным рассматривать теллуриты уранила в качестве сложных оксидов U (VI) и Te (IV).

Селениты уранила являются сложными гидроксидо-селенитами. Их структура пока не выяснена. Минералы слоистые со спайностью. Формулы минералов определены по результатам пересчета химических и микрозондовых анализов.

Во всех классах минералов уранила, кроме теллуритов, существует политипия, обусловленная смещением слоев один относительно другого. Этому способствует слабая связь между слоями, особенно в случае их электронейтральности. Сдвиги слоев приводят к различиям в симметриях минералов. В них очень широко проявлен полиморфизм, т. е. различие в строении слоя, обусловленное разным расположением групп, слагающих слой, а также присутствием или отсутствием в нем гидроксила и кислорода.

Изоморфизм, как показано при сопоставлении фосфатов и арсенатов уранила, наблюдается довольно широко в анионной части (замена

P на As, OH^- на O^{2-}), у некоторых силикатов замена одной SiO_4^{4-} на $4OH^-$. В катионной группе изоморфизм не столь широко развит. Он выражен заменой Pb на Ca, K на Ca в гидроксидах и ряде других классов. Но многие из этих замещений не являются, строго говоря, изоморфными, так как в ре-

Таблица 10

Основные свойства минералов урана

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)	
					Оксиды урана	
					Прос	
Уранинит (A. Born, 1772 г.)	$U^{4+,6+}O_{2+x}$	Теоретический: $UO_2 = 100\%$ Природный: $UO_2 = 72,25 - 74,43$ $UO_3 = 16,08 - 13,27$ $PbO = 0,4 - 4,35$ Присутствуют Th, TR, Ca	Черный, буро-черный 10,9	Кубы, октаэдры 5,5	Изотропный 11 – 21	
Настуран (M. Klaprot, 1789 г.)	$U^{4+,6+}O_{2+x}$	$UO_2 = 24,84 - 59,30$ $UO_3 = 22,33 - 50,18$ $PbO = 0,3 - 5,3$ Присутствуют Ca, Si	Черный буро-черный 5,5 – 7,5	Сферолитовая, зернистые массы 5 – 7	Изотропный 13 – 21	
					Сложе	
Седовит (К. В. Сквор-цова, 1965 г.)	$U^{5+}Mo_2O_8$	Теоретический: $UO_2 = 48,4$ $MoO_4 = 51,6$	Бурый 4	Игольчатый 3	Плеохроирует	
Моурит (Е. В. Копче-нова, 1962 г.)	$U^{4+,6+}Mo_5O_{17} \times 5H_2O$ (UMo_5O_{20})	Теоретический: $UO_2 = 25,0$ $MoO_3 = 66,66$ $H_2O = 8,34$ Природный: $UO_2 = 19,38 - 23,07$ $UO_3 = 1,83 - 26,5$	Фиолето-вый 4,2	Чешуйча-тый 2	Плеохроирует	
	$[UMo(H_2O)O_3] \times [Mo_2O_7(H_2O)_2]_2$	$MoO_3 = 33,4 - 65,3$ $Mo_3O_8 = 0 - 23,5$ $2H_2O = 6,07 - 10,58$				

зультате замещений изменяется размер элементарной ячейки и свойства минералов. Не всегда близка и электроотрицательность взаимозаменяемых ионов (OH^- и O^{2-}). Основные сведения о минералах урана приведены в табл. 10. (Полужирным даны значения максимальной интенсивности).

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
молибдена					
ные					
Не люминесцирует	–	**0,316 – 0,193 – – 0,165** 0,545 – 0,557	–	200, +350, 440, +480	Куб., 4 *Fm 3m*
Не люминесцирует	–	**0,309 – 0,190 – – 0,163** 0,558 – 0,547	–	+100, +500, +900	Куб., 4 *Fm 3m*
ные					
Не люминесцирует	–	**1,104 – 0,337 – – 0,319** 0,336	– 1,108	+560, 750 0,642	Ромб., 1
Не люминесцирует	–	**1,177 – 0,590 – – 0,287** 0,982 **0,597 – – 0,318 – – 0,289** 0,990	 0,717 0,718	220, 380, 710 – 780 1,182 4,780	Ромб., 2 *Pnnm* *Pnn2* Монокл.

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
					Гидроксиды
					Прос
Янтинит (A. Schoep, 1925 г.)	$UO_2 \cdot 5UO_3 \cdot 5H_2O$	Теоретический: UO_2 = 14,30 UO_3 = 75,70 H_2O = 10,00	Черный черно-фиолетовый 5,16	Тонко-пластинчатый, игольчатый 5,16	*Ng* = 1,92 – – 1,93 *Nm* = 1,90 – – 1,91 *Np* = 1,674 – – 1,685 Плеохроирует от темно-фиолетового до бесцветного
Студтит (J. Vaes, 1947 г.)	$UO_4 \cdot 4H_2O$(?)	UO_3 = 76,47	Светло-желтый	Волокнистый	*Ng* = 1,68 *Nm* = 1,555 *Np* = 1,545
Метастудтит, (M. Deliens, 1983 г.)	$UO_4 \cdot 2H_2O$	UO_3 = 83,4 (UO_4 = 88,1) H_2O = 10	Светло-желтый 4,67	Волокнистый	*Ng* = 1,760 *Nm* = 1,658 *Ng* = 1,640 Не плеохроирует
Эпиянтинит (A. Schoep, 1947 г.)	$UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$	Теоретический: UO_3 = 87,83 H_2O = 11,26	Желтый, красный 3,3	Тонко-игольчатый, пластинчатый 2 – 3	*Ng* = 1,790 – – 1,793 *Nm* = 1,730 – – 1,79 *Np* = 1,730 – – 1,7 Плеохроирует от темно-желтого до блед-но-желтого
Скупит (T. Walker, 1922 г.)	$UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$	Теоретический: UO_3 = 87,59 H_2O = 12,41 Природный: UO_3 = 79,01 – – 88,65 H_2O = 11,24 – – 13,78	Лимонно-желтый 4,80	Пластинчатый 2	*Ng* = 1,735 *Nm* = 1,730 *Np* = 1,690 Плеохроирует от лимонно-желтого до бесцветного

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
уранила					
ные					
Не люминесцирует	−58	**1,027**−0,518−−3,27 **0,763**−0,381−−0,324 1,152	0,715	110, +320, 630 3,03	Ромб., 4
Не люминесцирует	«+»	**0,593**−0,340−−0,296 **0,588**−0,390−−0,340 1,185	0,680	0,425	Мон., 2 *Cm* *C2/m*
Не люминесцирует	−47	**0,522**−0,438−−0,354 0,651	0,878	0,421	Ромб., 2 *Immm*
Не люминесцирует		0,763−−**0,267**−0,250 0,720	1,134	1,530	Ромб.
Не люминесцирует	−80	**0,735**−**0,365**−−0,324 **0,728**−0,508−−0,344 1,399−1,433	ν_1 = 841 UO_2^{2+} ν_3 = 930 δ = 1018, 1072 OH^- ν_2 = 1624 H_2O 1,672−1,638	120, 300, +500, 600 1,473−1,522	Ромб., 32 *Pbca*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства и плеохроизм, отражение (в %)
Параскупит (A. Schoep, 1947 г.)	$UO_2(OH)_2 \times (1-x)H_2O$	UO_2 = 89,26 – 89,15 H_2O = 10,73 – 10,36	Желтый 3,72	Игольчатый 2 – 3	Ng = 1,770 Nm = 1,760 Np = 1,705 Плеохроирует от желтого до бесцветного
					Сна
Комареньясит (J. Protas, 1964 г.)	$K_2[(UO_2)_6O_4 \times (OH)_6] \cdot 8H_2O$	K_2O = 4,68 – 4,70 UO_3 = 88,48 – 85,64 H_2O = 9,84 – 10,27	Желтый 5,03	Призматический	Ng = 1,802 Nm = 1,80 Np = 1,79 Плеохроирует от желтого до бесцветного
Рамонт (F. Cesbron, 1972 г.)	$(K_2Ca)[(UO_2)_6 \times O_4(OH)_6] \times 9H_2O$	K_2O = 5,0 CaO = 2,4 UO_3 = 84 H_2O = 8,2	Оранжевый	Пластинчатый	Ng = 1,97 Np = 1,95
Агриньерит (F. Cesbron, 1972 г.)	$(K_2Ca, Sr)_2 \times [(UO_2)_6O_4 \times (OH)_6] \cdot 8H_2O$	SrO = 2,05 K_2O = 3,35 CaO = 2,20 UO_3 = 85,15 H_2O = 7,45	Оранжевый 5,7	Таблитчатый	Ng = 2,06 Np = 2,01
Беккерелит (A. Schoep, 1922 г.)	$Ca[(UO_2)_6O_4 \times (OH)_6] \cdot 8H_2O$	CaO = 2,78 UO_3 = 86,57 H_2O = 10,16	Буровато-желтый, оранжевый 5,09 – 5,12	Призматический, игольчатый 2 – 3	Ng = 1,830 – 1,820 Nm = 1,825 – 1,815 Np = 1,725 – 1,750 Плеохроирует от темно-желтого до бесцветного
Бильетит (J. Vaes, 1947 г.)	$Ba[(UO_2)_6O_4 \times (OH)_6] \cdot 8H_2O$	BaO = 6,88 – 7,41 UO_3 = 82,76 – 84,39 H_2O = 8,68 – 8,97	Янтарно-желтый 5,28	Таблитчатый	Ng = 1,790 – 1,829 Nm = 1,780 – 1,822 Np = 1,725 – 1,730 Плеохроирует от янтарно-желтого до бесцветного
Ванденбрандеит (J. Thoreau,	$Cu[(UO_2)_6O_4 \times (OH)_6] \cdot 8H_2O$	CuO = 15,78 – 19,81 UO_3 = 65,45 –	Темно-зеленый	Таблитчатый	Ng = 1,782 – 1,8 Nm = 1,78 –

Люминесценция	Угол $2V_z$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Симметрия. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует	~40	0,823—**0,337**—0,290 1,412	Нет 1,683	Нет 1,522	Ромб., 32 *Pbca*
жные					
Не люминесцирует	~10—15	**0,740—0,353**—0,319 0,716	— 1,214	— 1,488	Ромб., 2 *Pnnm*
—	~32	**0,712—0,350**—0,314 1,397	— 1,426	95, 130, 170, 630, 1050 1,422	Моноки., 4 *C2/c* *Cc*
—	~55	**0,708**—0,349—**0,313** 1,404	— 2,407	163, 600, 1060 1,413	Ромб., 8 *Cmmm* *Cm2m* *C222*
Не люминесцирует	~30—2	**0,744**—0,373—0,321 1,386	$\nu_1 = 731$ $\nu_2 = 829$ 1,492	170, 230, 520, 630, 730, 800 1,239	Ромб., 4 *Pnma* *Pn2a*
Не люминесцирует	~36—7	**0,753**—0,350—**0,318** 0,714 1,422	$\nu_1 = 770$ $\nu_3 = 900$ 1,212 1,503	80, 120, 380, 620, 760, 855, 970 1,507 1,203	Ромб., 4 *Pnnm*
Не люминесцирует		0,506—**0,429**—0,292	$\nu_1 = 760$ $\nu_3 = 860$	110, 800	Трикл., 2

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
1931 г.)		$-71,23$ $H_2O-8,96-$ $-9,46$	5,0	4	$-1,79$ $Np=1,76-$ $-1,77$ Плеохроирует от желто-зеленого до бесцветного
Фурмарьерит (H. Buttgenbach, 1924 г.)	$Pb[(UO_2)_3O_2\times$ $\times(OH)_6]\cdot 4H_2O$ $Pb[(UO_2)_4O_3\times$ $\times(OH)_4]\cdot 4H_2O$	$PbO=12,08-$ $-15,82$ $UO_3=77,52-$ $-77,82$ $H_2O=6,21-10,10$	Желто-оранжевый 5,74 – 5,98	Таблитчатый 3	$Ng-1,940$ $Nm=1,920$ $Np=1,85$ Плеохроирует от желтого до бесцветного
Масюйит (C. Christ, 1960 г.)	$Pb_3U_8O_{27}\cdot 10\ H_2O$	Теоретический: $PbO=21,34$ $UO_3=72,93$ $H_2O=5,73$	Оранжево-красный	Псевдогексагональные кристаллы и чешуйки	$Ng-1,915-$ $-1,917$ $Nm=1,895-$ $-1,906$ $Np=1,785$ Плеохроирует от желтого до бесцветного
Сэйрит, (P. Piret, 1983 г.)	$Pb_2[(UO_2)_5O_6\times$ $\times(OH)_2]\cdot 4H_2O$	$PbO=21,82$ $UO_3=73,58$ $H_2O-4,60$	Оранжевый 6,76	Призматический	$Ng-1,95$ $Nm=1,94$ Плеохроирует от желтого до светло-желтого
Вандендриссшент (J. Vacs, 1947 г.)	$Pb[(UO_2)_7O_2\times$ $\times(OH)_{12}]\cdot 6H_2O$	$PbO=8,86-9,64$ $UO_3-80,14-$ $-82,36$ $H_2O-8,73-9,26$	Оранжевый желтовато-бурый 5,45	Призматический 3	$Np=1,845-$ $-1,828$ $Nm=1,840-$ $-1,824$ $Np=1,790-$ $-1,760$ Плеохроирует от золотисто-желтого до бесцветного

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
	$-80-90$	0,786	0,544	0,610	$P\bar{1}$
Не люминесцирует		**0,720**–0,358– –0,318	ν_3-860	60, 290, 590, 880	Ромб., 32 *Bb*2*m* *Pn*2*a*
	-55	1,400	1,647	1,439	*Pbnm* *Bbmm*
Не люминесцирует		**0,708**–**0,352**– –0,312	Нет	Нет	Ромб., 432 *Pbnm*
	Большой «–»	4,193	2,422	4,261	*Pcna*
Не люминесцирует	Большой «–»	0,701–0,352– –0,312 1,070	— 0,696	— 0,145	Монокл., 2 $P2_1/c$
Не люминесцирует		**0,725**–**0,361**– –0,317		—	Ромб., 240 *Pmma* $P2_1ma$
	-60	1,407	4,085	4,333	*Pm*2*a*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Вельсендорфит (J. Protas, 1957 г.)	$(Pb, Ca) \times$ $\times [(UO_2)_2O_2 \times$ $\times (OH)_2] \cdot H_2O$	$CaO = 1,16 - 1,24$ $PbO = 23,14 -$ $- 23,15$ $UO_3 = 69,8 - 71,21$ $H_2O = 4,3 - 4,48$	Оранжево-красный 6,8	Призматический, игольчатый —	$Ng = 2,09$ $Np = 2,05$
Баураноит (В. П. Рогова, 1973 г.)	$Ba[(UO_2)_2O_2 \times$ $\times (OH)_2] \cdot 4H_2O$ $BaU_2O_7 \cdot 4H_2O$	$BaO = 17,43 -$ $- 21,21$ $UO_3 = 63,74 -$ $- 67,37$ $H_2O = 8,19 - 10,07$	Коричневый 5,29 – 5,42	Зернистый. Псевдоморфный по настурану —	$Ng = 1,92 -$ $- 1,93$ $Np = 1,911 -$ $- 1,916$ Отражение – $- 9,8 - 11$
Протазит (M. Pagnaga, 1986 г.)	$Ba[(UO_2)_3(OH)_2] \times$ $\times 3H_2O$	$BaO = 15,0$ $UO_3 = 78,0$ $H_2O = 7,0$	Оранжевый 5,83	Таблитчатый —	$Ng = Np =$ $= 1,79 - 1,83$ Не плеохроирует
Кальцураноит (В. П. Рогова, 1973 г.)	$Ca[(UO_2)_2O_2 \times$ $\times (OH)_2] \cdot 5H_2O$ $(Ca, Pb)U_2O_7 \cdot 4 -$ $- 5H_2O$	$CaO = 5,86 - 6,77$ $BaO = 0 - 2,68$ $PbO = 1,18 - 2,37$ $UO_3 = 68,02 -$ $- 71,78$	Оранжевый Бурый 4,62	Зернистый псевдоморфный по настурану 4	$Nm = 1,722 -$ $- 1,726$ отражение 9
Метакальцураноит (В. П. Рогова, 1973 г.)	$(Ca, Na, Ba) \times$ $\times [(UO_2)_2 \times$ $\times O_2(OH)_2]$ $(Ca, Na, Ba) \times$ $\times U_2O_7 \cdot 2H_2O$	$Na_2O = 2,47$ $CaO = 4,86$ $BaO = 4,84$ $PbO = 2,29$ $UO_3 = 76,91$ $H_2O = 3,78$	Оранжевый красновато-коричневый 4,9	Зернистый псевдоморфный по настурану 5	$Ng = 1,932$ $Nm = 1,911$ $Np = 1,897$
Ураносферит (A. Weisbach), 1873 г.)	$Bi(UO_2)_2O_2 \times$ $\times (OH)] \cdot H_2O$	$Bi_2O_3 = 42,67 -$ $- 44,34$ $UO_3 = 50,88 -$ $- 59,32$ $H_2O = 4,75 - 5,56$	Оранжево-желтый 6,36	Остропирамидальный, сферолитовый 2	$Ng = 2,06$ $Nm = 1,985$ $Np = 1,96$
Рубоит. (F. Cesbron, 1970 г.)	$Cu_2[(UO_2)_3 \times$ $\times (OH)_{10}] \cdot 5H_2O$	$CuO = 13,28 -$ $- 13,5$ $UO_3 = 71,6 - 71,68$ $H_2O = 14,8 - 15,04$	Зеленый 5	Пластинчатый —	$Ng = 1,83$ $Nm = 1,80$ $Np = 1,70$ Плеохроирует

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграммы (нм)	ИКС, см $^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует	—	0,691 — 0,346 — **—0,309** 1,195	—	— 0,702	Ромб., 6 *C*222 *Cmmm* *Cmm*2
Не люминесцирует	**81**	0,341 — **0,309** — —0,198	—	180, 790, +850	Не опр.
Не люминесцирует	—60—65	0,706 — 0,358 — **—0,314** 1,229	— 0,722	— 0,696	Монокл., 2
Не люминесцирует	—	0,400 — **0,341** — —0,268	—	—	Не опр.
Не люминесцирует	—81	0,342 — **0,309** — —0,168	—	—	Не опр.
Не люминесцирует	+50	0,525 — 0,387 — **—0,316** 0,765	— 0,778	100, 200 0,753	Монокл., 4
Не люминесцирует	«+»	0,774 — **0,555** — —0,345 0,773	— 0,687	250, 550 1,087	Трикл., 1 $P\bar{1}$ $P1$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
					от желто-зеленого до бесцветного
Кюрит (A. Schoep. 1921 г.)	$Pb_3[(UO_2)_8O_6 \times \times (OH)_{10}] \cdot nH_2O$	$PbO = 21{,}18 - 22{,}91$ $UO_3 = 73{,}39 - 74{,}22$ $H_2O = 3{,}51 - 3{,}70$	Красный, красно-бурый. 7,34	Призматический. игольчатый 4	$Ng = 2{,}12$ $Nm = 2{,}07$ $Np = 2{,}05$ Плеохроирует от темно-красного до бледно-желтого
Гидронастуран (P. B. Гецева, 1952 г.)	$(U^{4+}, U^{6+})O_{2+x} \times \times H_2O$	$UO_2 + UO_3 = 71 - 72$ $H_2O = 5{,}7 - 8{,}83$	Буровато-сероватый 4,3 – 4,6	Псевдоморфозы по настурану 3,1 – 4,5	Рефлексы буро-желтые Отражение 7 – 12
Уранит (P. B. Гецева, 1947 г.)	$UO_3 \cdot nH_2O$ (смесь гидроксидов уранила)	$UO_3 = 70$ $H_2O = 7{,}5 - 14$	Желтый, красный 3,8 – 4,18	Псевдоморфозы по настурану 2 – 4,4	$Ng = 1{,}669 - 1{,}680$ $Np = 1{,}647 - 1{,}657$
					У р а *Сил*
Кларксит (C. Ross, 1931 г.)	$(Na, K, Ca, Pb) \times \times U_2O_7 \cdot nH_2O$	$Na_2O = 2{,}61 - 3{,}44$ $UO_3 = 81{,}72 - 83$ $TR_2O_3 = 1 - 2$ $H_2O = 3 - 4{,}5$	Красновато-коричневый 6,39	Мелкозернистый 4 – 4,5	$Ng = 2{,}11$ $Nm = 2{,}10$ $Np = 2{,}00$ Плеохроирует в оранжевых тонах
					С и л и к а т ы у р а н а *Силикаты*
Коффинит (L. Stief, 1955 г.)	$U(SiO_4)_{1-x} \times \times (OH)_{4x}$ при $x < 1$	Теоретический: $UO_2 = 81.8$ $SiO_2 = 18.2$ Природный. $UO_2 + UO_3 = 64{,}67 - 79{,}6$ $SiO_2 = 15{,}3 - 18{,}34$ $H_2O = 2{,}8 - 4{,}40$	Черный, бутылочно-зеленый, буровато-зеленый 5	Призматический 5,5	$Ng = 1{,}751$ $Np = 1{,}725$ Отражение – 9 – 10
Ненадкевит (?) (В. А. Поликарпова. 1955 г.)	$(U^{4+}, Y, Ce, Th) \times \times U^{6+} (Ca, Mg, Pb) \times \times (SiO_3)_2 \cdot (OH)_4 \times \times nH_2O$	$UO_2 + UO_3 = 52 - 60$ $SiO_2 = 10{,}9 - 11{,}97$ $TR_2O_3 = 0{,}66 - 1{,}31$	Черный 3,58 – 4,8	Призматический 4	$n = 1{,}78 - 1{,}716$ $n = 1{,}618 - 1{,}635$ Отражение – – 6

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует	Большой «—»	**0,623**—0,397—**0,314** 1,258	$\nu_1 = 826$ $\nu_3 = 880$ 1,301	— 0,840	Ромб., 2 *Pnam*
Не люминесцирует	—	Рентгеноаморфный	—	135, 185, +550	Не опр.
Не люминесцирует	—	Рентгеноаморфный	—	105, 180, 120, 200	Не опр.
наты *жные*					
Не люминесцирует	—40	0.577—0.34—**0,317** Не опр.	— Не опр.	100, 180, +320, 400 Не опр.	Не опр.
и уранила *урата*					
Не люминесцирует	—	0.464—**0.348**—0,264 0,693	—	180—200, 605, 680—700, +840—950, +1200 0,631	Тетраг., 4 *I4/amd*
Не люминесцирует	—	**0,290**—0.188—0,174 **0,320**—**0,270**—0,197	—	100—200, 600—700, 760—780	Тетраг., Не опр.

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
					Простые силикаты
Соддиит (A. Schoep, 1922 г.)	$(UO_2)_2(SiO_4)\times$ $\times 2H_2O$	$UO_3=85,13-86,1$ $SiO_2=7,3-7,80$ $H_2O=6,17-6,5$	Янтарно-желтый 3 – 4	Игольчатый 3,5 – 4,6	$Ng=1,699-1,715$ $Nm=1,662-1,685$ $Np=1,645-1,650$ Не плеохроирует
Ураносилит (K. Walenta, 1983 г.)	$U^{6+}Si_7O_{17}$	U – 31,0 Pb – 1,5 K – 1,2 Si – 28,5 O – 38,0	Светло-желтый 3,25	Игольчатый	$Np=1,570$ $Nm=1,584$ Плеохроирует
					Сложные силикаты
Уиксит, (W. Outerbrige, 1960 г.)	$K_2[(UO_2)_2\times$ $\times(Si_2O_5)_3\times 4H_2O$ $K_2(UO_2)Si_4O_{11}\times$ $\times 4H_2O$	$K_2O=5,5-4,34$ $UO_3=51,5-52,91$ $SiO_2=33,49-34,43$ $H_2O=6,6-9,26$	Желтый 4,0	Игольчатый 3,5 – 4,5	$Ng=1,606$ $Nm=1,603$ $Np=1,596$ Плеохроирует от желтого до светло-желтого
Хейнит (T. Burney, 1959 г.)	$Ca[(UO_2)_2\times$ $\times(Si_2O_5)_3]\times$ $\times 5H_2O$	$CaO=5,4$ $UO_3=52,8$ $SiO_2=33,1$ $H_2O=8,7$	Желтый 3,4	Сферолитовый 3	$Ng=1,578$ $Nm=1,533$ $Np=1,571$
Парафан (В. Г. Мелков, 1950 г.)	$Ca[(UO_2)_2\times$ $\times(Si_2O_5)_3]\times$ $\times 6H_2O$	$CaO=7,22$ $UO_3=44,09$ $SiO_2=29,42$ $H_2O=12,98$	Желтый —	—	—
					Сложные гидроксидо-
Болтвудит (C. Frondel, 1956 г.)	$K[UO_2(SiO_3OH)]\times$ $\times H_2O$ $K(UO_2)_2\times$ $\times(SiO_3)_2(OH)_2\times$ $\times 5H_2O$	$K_2O=8,03-9,4$ $UO_3=58,68-68,5$ $SiO_2=12,74-14,8$ $H_2O=6,9-7,33$	Желтый 3,6	Радиально-лучистый, волокнистый 4	$Ng=1,703-1,698$ $Nm=1,695-1,696$ $Np=1,670-1,668$ Плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебиеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_o	b_o	c_o	
каты уранила					
Люминесцирует слабо оранжевым до бурого	—84	0,614 – 0,448 – **– 0,332** 0,832	$\nu_1 = 760$ $\nu_3 = 910$ $\nu_2 = 450,\ 490$ $\nu_4 = 560,\ 620$ $\nu_3 = 870 – 970$ 1020 $\nu_{H_2O} = 1620$ $\nu_{OH^-} = 3490$ 1,121	690, +700, 800 1,871	Ромб., 6 *Fddd*
—	—	1,158 – **0,730** – – 0,619 1,160	—	—	Ромб., 6 *P*22$_1$2$_1$ *Pmnb* *Pmcb*
каты уранила					
Не люминесцирует	– 55	0,898 – **0,711** – – 0,557 1,426 0,709	— 3,588 1,789	120, +250 – – 300 1,420 0,711	Ромб., 16 *Pnnb* *Fmmm* Ромб., 2
—	– 15	**0,916** – 0,459 – – 0,443 1,544	0,705	150, +290 0,710	Монокл., 2 *P*2/*c*
—	—	**1,06** – 0,649 – – 0,489	$\nu_1 = 782$ $\nu_3 = 910$	—	Не опр.
ванадаты уранила					
Люминесцирует слабо зеленым	—	**0,601** – 0,354 – – 0,340 1,371	— 0,714	170, +705 +900 1,235	Монокл., 6 *P*2$_1$2$_1$2 *P*2$_1$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (главные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Na-Боглиндит (R. Honea 1961 г.)	$Na[UO_2(SiO_3OH)] \times 5H_2O$ $(H_3O)(Na, K)(UO_2) \times (SiO_4) \cdot 2,5H_2O$	$Na_2O = 4,21$ $K_2O = 3,10$ $UO_3 = 59,57$ $SiO_2 = 14,70$ $H_2O = 8,70$	Желтый 4,4	Мелкозернистый агрегат, пластинки	$Ng = 1,645 - 1,672$ $Np = 1,613 - 1,645$ Плеохроирует от светло-желтого до бесцветного
Уранофан (H. Websky, 1853 г.)	$Ca[UO_2(SiO_3OH)_2 \times 5H_2O$	$CaO = 5,05 - 7,5$ $UO_3 = 63,99 - 67,2$ $SiO_2 = 11,90 - 14,22$ $H_2O = 8,95 - 14,55$	Желтый 3,85	Призматический 2,5	$Ng = 1,566 - 1,676$ $Nm = 1,661 - 1,670$ $Np = 1,640 - 1,650$ Плеохроирует от светло-желтого до бесцветного
β-уранотил (β-уранофан) (A. Schoep, 1935 г.)	$Ca[UO_2(SiO_3OH)]_2 \times 5H_2O$	$CaO = 5,05 - 7,5$ $UO_3 = 63,99 - 67,2$ $SiO_2 = 11,9 - 14,22$ $H_2O = 8,95 - 14,55$	Желтый 3,9	Призматический, игольчатый 4 – 5	$Ng = 1,685 - 1,704$ $Nm = 1,680 - 1,695$ $Np = 1,656 - 1,676$ Не плеохроирует
Свамбоит (M. Deliens, 1981 г.)	$U_{10}H_6(UO_2S_2O_4)_2 \times 10H_2O$	$UO_3 = 67,43$ $SiO_2 = 12,73$ $H_2O = 19,93$	Желтый 4	Призматический —	$Ng = 1,663$ $Nm = 1,661$ $Np = 1,640$ Плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного
Склодовскит (A. Schoep, 1924 г.)	$Mg[UO_2(SiO_3OH)]_2 \times 5H_2O$	$MgO = 2,87 - 4,70$ $UO_3 = 57,89 - 66,6$ $SiO_2 = 11,15 - 14,28$ $H_2O = 11,91 - 14,7$ CaO до 2,36	Желтый 3,5	Призматический 3	$Ng = 1,646 - 1,657$ $Nm = 1,635 - 1,642$ $Np = 1,611 - 1,613$ Плеохроирует от лимонно-желтого до бесцветного

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (Z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
—		0,692 – 0,671 – 0,292	$\nu_1 = 780$ $\nu_3 = 880$ $\nu_2 = 477$ $\nu_4 = 530, 560$ $\nu_5 = 940, 995$ $\nu_{H_2O} = 1630$ $\nu_{OH^-} = 3410, 3475, 3580$	—	Ромб., 8 $P2_12_12_1$
	Большой	2,740	0,702	0,665	
Люминесцирует желто-зеленым	– 40	0,788 – 0,394 – 0,399	$\nu_4 = 783$ $\nu_3 = 875$ $\nu_2 = 450$ $\nu_4 = 580$ $\nu_5 = 930$ $\nu_{H_2O} = 1640$ $\nu_{OH^-} = 3250$	100 – 120, 160 – 190, 450 – 600, 720 – 750	Монокл., 2 $P2_1$
		1,597	0,707	0,666	
Люминесцирует слабо желто-зеленым	+ 60 + 65	0,783 – 0,390 – 0,351	$\nu_1 = 780$ $\nu_3 = 930$	150 – 180, 190 – 200, 500 – 595, 720, 740	Монокл., 2 $P2_1/a$
		1,389 1,396	1,539 1,544	0,661 0,663	
Не люминесцирует	– 34	0,867 – 0,476 – 0,432			Монокл., 18 $P2_1/a$
		1,764	2,100	2,012	
Люминесцирует слабо желто-зеленым	– 80	0,842 – 0,419 – 0,377	$\nu_1 = 780$ $\nu_3 = 900$ $\nu_2 = 475$ $\nu_4 = 560, 660$ $\nu_5 = 940, 1005$ $\nu_{H_2O} = 1620$ $\nu_{OH^-} = 3260, 3430$	140, 160, 220, 650	Монокл., 2 $C2/m$ $I2/m$
		1,674 1,728	0,701 0,702	0,659 0,656	

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Яхимовит (Купросклодовскит) (H. Buttgenbach 1933 г.)	$Cu(UO_2(SiO_3OH))_2 \times \times 5H_2O$	$CuO = 8,99 - 9,04$ $UO_3 = 64,65 - 65,03$ $SiO_2 = 13,40 - 14,40$ $H_2O = 11,72 - 12,28$	Бледно-зеленый 3,5	Тонкоигольчатый —	$Ng = Nm = 1,664 - 1,667$ $Np = 1,654 - 1,665$ Плеохроирует от зеленовато-желтого до бледно-желтого
Бариевый уранофан (Л. Н. Белова, 1858 г.)	$Ba[UO_2(SiO_3OH)]_2 \times \times 5H_2O$		—	—	$Ng = 1,820$ $Nm = 1,818$ $Np = 1,797$
Казолит (A. Schoep, 1921 г.)	$Pb(UO_2(SiO_4)) \times \times H_2O$	$PbO = 34,4 - 40,5$ $UO_3 = 45 - 49,5$ $SiO_2 = 9,04 - 10,62$ $H_2O = 3,59 - 5,37$	Желтый, буро-желтый 6,5	Призматический, игольчатый 4,5	$Ng > 1,950$ $Nm = 1,880 - 1,910$ $Np = 1,850 - 1,895$ Не плеохроирует
Урсилит (А. А. Черников, 1957 г.)	$Ca_2[(UO_2(Si_2O_5) \times \times (OH)_6] \cdot 5H_2O$	$CaO = 5,75 - 6,67$ $MgO = 0,95 - 2,49$ $UO_3 = 58,58 - 59,13$ $SiO_2 = 26,67 - 26,9$ $H_2O = 5,83 - 6,90$	— 3,03	— 3	$Ng = 1,558$ $Np = 1,548$ Плеохроирует от желтого до светло-желтого
Магурсилит (А. А. Черников, 1957 г.)	$Mg_4[(UO_2)_4 \times \times (Si_2O_5)_5 \times \times (OH)_6] \cdot 15H_2O$	$MgO = 6,72$ $CaO = 0,79$ $UO_3 = 50,35$ $SiO_2 = 26,80$ $H_2O = 7,01$	Желтый 3,25	— 3	$Ng = 1,550$ $Np = 1,543$
Урсинит (M. Deliens, 1983 г.)	$(Co, Mg)(UO_2)_2 \times \times Si_2O_5 \cdot 6H_2O$ $(Co, Mg)(H_3O)_2 \times \times [(UO_2)_2(SiO_4)] + \cdot 3H_2O$	$CoO = 6,56$ $MgO = 0,42$ $UO_3 = 66,71$ $SiO_2 = 13,21$ $H_2O = 11 - 12,80$	Светло-желтый 3,67	Призматический, игольчатый	$Ng = 1,650$ $Nm = 1,640$ $Np = 1,624$ Не плеохроирует
Гастунит (C. Frondel,	$(K_2, Ca, Na_2) \times \times [(UO_2)_4 \times$	$K_2O = 4,6$ $Na_2O = 0,9$	Зелено-желтый	Пластинчатый	$Ng = 1,59 - 1,604$

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует		**0,818**—0,482—0,409	ν_1=790 ν_3=880 ν_2=445, 495 ν_4=563 ν_5=955, 1000 ν_{H_2O}=1625 ν_{OH^-}=3230, 3440 0,918	140, 160, 220, 640, +650 0,666	Трикл., 1 *P 1*
	−50	0,704			
—		**0,793**—0,399—0,358	—	—	Трикл.
		—	—	—	
Не люминесцирует	+43	0,421—0,306—**0,292**	ν_1=750 ν_3=830 ν_2=465 ν_4=515, 570 ν_5=910, 970 ν_{H_2O}=1800 ν_{OH^-}=3430 3480) 0,702	120, 760, 775 0,672	Монокл., 4 $P2_1/c$
		1,331			
Люминесцирует зелено-желтым	—	0,456—**0,337**—0,302	ν_1=782 ν_3=910		Ромб., 8
		1,82	1,79	1,418	
Люминесцирует зелено-желтым	—	**0,498**—0,458—**0,306**	—		Ромб.
		1,428	1,793	1,826	
Не люминесцирует	−76	**0,873**—0,285—0,720	—		Ромб., 4 *Aba2* *Abam*
		1,274	1,755	0,705	
Не люминесцирует	—	0,910—**0,712**—0,356	—		Ромб., 8 *Pnna*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)	
1956 г.)	$\times(Si_2O_5)_6 \times$ $\times(OH)_2] \cdot nH_2O$	$UO_3 = 53,8$ $H_2O - 9,5$	3,96	2	$Np = 1,582$ Плеохроирует от светло-желтого до бесцветного	

Титанаты

Браннерит (F. Hess, 1920 г.)	Высокотемпературный $(U, Th, TR) \times$ $\times [(Ti, Fe)O_3]_2$ Низкотемпературный $U[(Ti, Fe)O_3]_2 \times$ $\times nH_2O$	$UO_2 = 56,11 -$ $- 58,85$ $TiO_2 = 37,3 -$ $38,68$ $FeO = 2,93$ $- 2,98$ $ThO_2 - 0 - 8,41$ $TR - 0 - 7,35$ $H_2O = 0,35 -$ $- 10,4$	Черно-бурый, черный 6,0	Призматический, зернистые массы 6	Отражение 15 – 16 Изотропизированный, буро-красные рефлексы	
Давидит (уфертит, феругит, м-я из Мозамбика) (V. Mawson, 1906 г.)	$(Fe^{2+}, La, Ce, U)_2 \times$ $\times (Ti, V, C, Fe^{3+})_5 \times$ $\times O_{12}$	$UO_2 + UO_3 =$ $0 - 9,8$ $FeO + Fe_2O_3 =$ $= 29 - 35,24$ $TiO_2 = 51,85 -$ $- 54,3$ $Th = 0 - 13,0$ $TR = 0 - 8,3$	Черный, буро-черный 4,4	Пластинчатый 6 – 7	$Nm = 2,2$ Отражение 19 – 21	

Сложные танталониобаты

Сложные тантало

Печекит (A. Mücke, 1978 г.)	(U^{4+}, Fe^{2+}) $(Nb, Ta)_2 \times O_8$	После нагревания $UO_2 - 40,5$ $Nb_2O_5 + Ta_2O_5 =$ $= 45,99$ $Fe_2O_3 - 10,01$ $FeO = 0,10$	Черный 7	– 5	Отражение 15	
Оксипечекит (A. Mücke, 1978 г.	$(U_3^{4+} + Fe^{3+}) \times$ $(Nb, Ta)_6O_{24}$	–	– –	– 23,5	Отражение 10 – 12	
Уранирохлор (A. Mücke, 1978 г.)	$U^{4+}(Nb, Ta)_2O_7$	$CaO = 5,69 - 10,84$ $U_3O_8 = 17,00 -$ $- 19,66$ $Nb_2O_5 = 44,5 -$ $41,11$ $Ta_2O_5 = 10,34 -$ $- 11,72$ $H_2O = 5,50 - 8,03$	Коричневый 4	Октаэдры 5	–	

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
		1,424	3,584	1,420	
урана					
Не люминесцирует		0,474 – **0,343** – – **0,335** 0,980	$\nu_1 = 450 - 700$ $\nu_{H_2O} = 1650$ $\nu_{OH} = 3000 - 3700$ 0,375	+700 (высокотемпературный) 200, +700 (низкотемпературный) 0,680	Моноск. $C2/m$ $C2_1$ Cm
Не люминесцирует	–	0,342 – **0,290** – – 0,285 1,036	Не опр	200, 410, +690 2,085	Тритон., 3(?) $R3$, $R\bar{3}$, часто метамиктный
урана и уранила					
ниобаты урана					
–	–	Прокаленный до 650 °С **0,402** – **0,321** – – 0,251 0,642	–	0,402	Гексаг., 1 $P\bar{3}1m$
–	–		–	–	–
Не люминесцирует	–	**0,301** – 0,184 – – 0,157 1,036	–	–	Кубич., 8 $Fd3m$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
					Сложные танта
Лиандратит (A. Mücke, 1978 г.)	$U^{4+}(Nb, Ta)_2O_8$ $[UO_2(Nb, Ta)_2O_6]$	UO_2 – 50 Nb_2O_5 } 50 Ta_2O_5 } H_2O ~0,5	Желто-коричневый 6,8	– 3,5	n = 1,83
					Карбонаты
					Про
Резерфордин (Marckwald, 1906 г.) дополнения по ИКС (Z. Urbanec, 1979 г.)	UO_2CO_3 $UO_2CO_3 \cdot H_2O$	UO_2 = 83,8 – 86,98 CO_2 = 12,1 – 13,02	Желтый 4,8	Чешуйчатый, игольчатый 2,5	Ng = 1,8 Nm = 1,72 – – 1,75 Np = 1,715 – – 1,72 Не плеохроирует
Шарпит (J. Melon, 1938 г.) дополнения по ИКС (Z. Urbanec, 1979 г.)	$UO_2CO_3 \cdot H_2O$ $(UO_2)_6(CO_3)_4(OH)_2 \times \times 7H_2O$ $Ca(UO_2)_6(CO_3)_5 \times \times (OH)_6 \cdot 6H_2O$	UO_3 = 81,04 – 82,5 CO_2 – 10,3 – 10,58 H_2O = 6,81 – 6,92 CaO – 2,62 – 2,70 UO_3 = 80,33 – – 81,04 CO_2 = 10,30 – – 10,21 H_2O = 6,75 – 6,81	Желтый, желто-зеленый 4,61	Чешуйчатый, игольчатый 2,5	Ng = 1,720 Np = 1,62 – – 1,633 Плеохронирует от бледно-зеленого до бесцветного
Жолиотит (K. Walenta, 1976 г.)	$UO_2CO_3 \cdot 2H_2O$	UO_3 – 73,7 – 78,1 CO_2 = 12,5 – 12,0 H_2O = 12,6 – 9,9	Желтый 4,55	Таблитчатый 1,5	Ng = 1,651 – – 1,637 Np = 1,604 – – 1,596
					Слож
Целлерит (R. Coleman, 1966 г.)	$Ca[UO_2(CO_3)_2] \times \times 5H_2O$	CaO = 10,3 UO_3 = 53,9 CO_2 = 16,9 H_2O = 18,9	Желтый 3,25	Игольчатый 2	Ng = 1,697 Nm = 1,559 Np = 1,536
Метацеллерит (R. Coleman, 1966 г.)	$Ca[UO_2(CO_3)_2] \times \times 3H_2O$	CaO = 11,78 UO_3 – 60,05 CO_2 = 16,82 H_2O – 11,34	Желтый 3,41	Игольчатый –	n = 1,626

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, см⁻¹	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (*z*). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
ванаты уранила					
Не люминесцирует	—	Прокаленный до 650° С 0,401 – 0,318 – – 0,249 0,636		0,401	Гексаг., 1 $P\bar{3}1m$
уранила					
стые					
Люминесцирует бледно-зеленым	+53	0,461 – 0,430 – – 0,323 0,485	$\nu_2 = 607$, 615 SO_4^{2-} $\nu_4 = 702$, SO_4^{2-} 782 $\nu_2 = 806$ $\nu_1 = 1112$ $\nu_3 = \frac{985}{982}$ UO_2^{2+} $\nu_{H_2O} = 1640$ $\nu_{OH} = 3430$ 0,921	190, 540, 725 0,430	Ромб., 2 $Pmn2_1$ $Pmmn$
Люминесцирует зеленым	"+"	0,449 – 0,393 – – 0,299 2,199	$\nu_3 = 914$ 953 UO_2^{2+} 982 $\nu_2 = 825$, 845 $\nu_1 = 1010$ $\nu_3 = \frac{1385}{1540}$ CO_3^{2-} 1540 $\nu_{H_2O} = 1622$ $\nu_{OH} = 3425$ 1,563	— 0,449	Ромб., 2
Люминесцирует зеленым	—	0,809 – 0,342 – – 0,318 0,816	— 1,036	— 0,632	Ромб., 4 $Pmmm$
ные					
Люминесцирует зеленым	–30 – 40	0,966 – 0,559 – – 0,485 1,122	— 1,925	— 0,493	Ромб., 4 $Pmn2$ $Pmmm$
Люминесцирует зеленым	—	0,910 – 0,470 – – 0,379 0,972	— 1,823	— 0,497	Ромб., 4 $Pbn2_1$ $Pbmm$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Видсиманит (K. Walenta, 1976 г.)	$Pb_2[UO_2(CO_3)_3]$	PbO = 48,3 – 51,6 UO_3 = 34,2 – 33,1 CO_2 = 16,5 – 15,3	Желтый 6,89	Пластинчатый 2	Ng = 1,945 Nm = 1,905 Np = 1,803
Ураноталлит (либенит) (J. Smith, 1848 г.)	$Ca_2[UO_2(CO_3)_3] \times$ $\times 11H_2O$	CaO = 16,15 – 16,58 UO_3 = 40,31 – 41,2 CO_2 = 19,02 – 21,3 H_2O = 22,86 – 23,2	Зеленый, желто-зеленый 2,14 – 2,41	Призматический 3	Ng = 1,535 – 1,540 Nm = 1,498 – 1,503 Np = 1,496 – 1,501 Плеохроирует
Бейлиит (J. Axelrod, 1948 г.)	$Mg_2[UO_2(CO_3)_3] \times$ $\times 18H_2O$	MgO = 8,97 – 9,8 UO_3 = 30,6 – 34,75 CO_2 = 12,2 – 16,04 H_2O = 35,19 – 39,41	Желтый 3,27	Призматический 2,5	Ng = 1,500 Nm = 1,490 Np = 1,455 Плеохроирует
Грюнзелит (K. Walenta, 1972 г.)	$K_2Na[UO_2(CO_3)_3] \times$ $\times H_2O$	K = 18,52 Na = 3,82 UO_2 – 44,31 CO_2 – 29,63 H_2O – 2,4	Желтый 3,27	Призматический 2,5	Ng = 1,601 Np – 1,480 Плеохроирует
Андерсонит (J. Axelrod, 1948 г.)	$Na_2Ca[UO_2(CO_3)_3] \times$ $\times 6H_2O$	Na_2O = 5,0 – 9,82 CaO – 8,7 – 10,0 UO_3 – 41,00 – 44,40 CO_2 – 19,6 – 20,61 H_2O = 16,50 – 16,78	Зеленый 2,7 – 2,8	Тригональный Бипирамидальный —	Ng = 1,540 Np = 1,520 Плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного
Свартцит (J. Axelrod, 1948 г.)	$Ca, Mg[UO_2 \times$ $\times (CO_3)_3]12H_2O$	CaO = 7,67 – 8,4 MgO = 5,24 – 5,52 UO_3 = 37,19 – 39,15 CO_2 – 17,16 – 18,4 H_2O – 29,31 – 29,59	Зеленый 2,3	Призматический —	Ng = 1,540 Nm = 1,510 Np = 1,465 Плеохроирует от желтого до бесцветного
Фогтит (Haidinger, 1853 г.)	$Ca, Cu[UO_2(CO_3)_4] \times$ $\times 6H_2O$	CaO = 14,09 – 14,8 CuO = 8,40 – 10,6 UO_3 = 31,8 – 37,55 CO_2 – 23,09	Зеленый	Чешуйчатый	Ng = 1,564 – 1,558 Nm = 1,544 – 1,547

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграммы (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	A_0	c_c	
Не люминесцирует	−63	**0,416** – 0,319 – **–0,234** 0,899	– 0,936	100, 200, 300 600 0,495	Ромб., 2 *Pnnm* *Pnm*2_1 *P*22_12_1
Люминесцирует	+40	0,869 – **0,681** – –0,540 1,671	$\nu_4 = 890$ UO_2^{2+} $\nu_1 = 1378$ CO_3^{2-} $\nu_3 = 1632$ H_2O $\nu_{OH} = 3450$ 1,735	110, 175, 475 1,379	Ромб., 8 *Bb*$a2$
Люминесцирует зеленым	0	1,31 – **0,766** – –0,383 2,665	$\nu_1 = 850$ $\nu_3 = 915$ 1,531	110, 210, 350, +450, 580, 700 0,653	Монокл., 4 *P*$2_1/a$
Не люминесцирует	0	**0,809** – **0,576** – –0,308 0,938	–	260, 405, 475 730, 835 0,826	Гексаг., 2 *P*$62c$
Люминесцирует голубовато-зеленым	0	**1,30** – **0,793** – 5,67 1,804	$\nu_3 = 901$ UO_2^{2+} 920 $\nu_3 = 1385$ 1580 CO_3^{2-} $\nu_4 = 697$ 727 $\nu_{H_2O} = 1660$ $\nu_{OH} = 3510$	180, 380, 700 900 2,384	Гексаг., 18 *R*$\bar{3}$
Люминесцирует	–40	**0,876** – 0,731 – **–0,550** 1,112	– 1,472	– 0,647	Монокл., 2 *P*$2_1/m$ *P*2_1
Не люминесцирует		**1,260** – 0,965 – **–0,870**	$\nu_4 = 683$ UO_2^{2+} $\nu_3 = 1410$ 1420 1512 CO_3^{2-} 1540	–	Монокл. 16 *P*$2_1/$*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
		$H_2O = 13,9 - 14,2$	—	—	$Np = 1,541$ Плеохроирует от бледно-желтого до сине-зеленого
					Сложные гидроксиде
Виртрит (C. Guillemin, 1959 г.)	$Ca_3U[(UO_2)_6 \times (OH)_{18}(CO_3)_2] \times 4H_2O$	$CaO = 6,3 - 6,6$ $UO_3 = 70,6 - 70,7$ $UO_2 = 10,1 - 10,7$ $CO_2 = 3,4 - 3,6$ $H_2O = 8,4 - 9,7$	Черно-фиолетовый 4,69	Таблитчатый 3,5	$Ng = 1,91$ $Nm = 1,89$ Плеохроирует от серого до синего
Паравиртит (C. Guillemin, 1959 г.)	$Ca_3U[(UO_2)_6(OH)_{18} \times (CO_3)_2] \cdot 4H_2O$	—	—	—	—
Уранкалькарит (M. Deliens, 1984 г.)	$Ca[(UO_2)_3CO_3 \times (OH)_6] \cdot 3H_2O$	$CaO = 4,36$ $UO_3 = 78,68$ $CO_2 = 4,83$ $H_2O = 10,61$	Желтый 4,10	Пластинчатый, игольчатый —	$Ng = 1,736$ $Nm = 1,712$ $Np = 1,660$
Раббиттит (M. Thompson, 1954 г.)	$Ca_3Mg_3(UO_2)_2 \times (CO_3)_6(OH)_4 \times 18H_2O$	$CaO = 10,6 - 11,32$ $MgO = 8,09 - 9,2$ $UO_3 = 37,4 - 38,54$ $CO_2 = 17,8$	Желтый 2,57	Игольчатый 2,5 – 3	$Ng = 1,525$ $Nm = 1,508$ $Np = 1,502$
					Редкоземельные гидроксидо-
Бижвоттит (M. Deliens, 1982 г.)	$(TR)_2O_3 \cdot 4UO_3 \times 4CO_2 \cdot 14H_2O$ $(TR)_2(UO_2)_4(CO_3)_4 \times (OH)_6 \cdot 11H_2O$	$Y_2O_3 = 7,52$ $Dy_2O_3 = 5,61$ $Gd_2O_3 = 2,80$ $Th_2O_3 = 0,96$ $UO_3 = 60,66$ $CO_2 = 8,88$ $H_2O = 13,57$	Желтый 3,9	Таблитчатый —	$Ng = 1,722$ $Nm = 1,650$ $Np = 1,600$ Плеохроирует от желтого до бесцветного
Леперсонит (M. Deliens, 1982 г.)	$CaO(TR_2)O_3 \times 24UO_3 \times 8CO_2 \times 4SiO_2 \cdot 60H_2O$	$Gd_2O_3 = 2,09$ $Dy_2O_3 = 1,07$ $Y_2O_3 = 0,41$	Желтый	Пластинчатый, игольча-	$Ng = 1,682$ $Nm = 1,666$ $Np = 1,638$

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, см⁻¹	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
	+60	2,594	$\nu_2 = 1618 H_2O$ $\nu_{OH^-} = 3400$ 2,450	1,070	
карбонаты уранила					
Не люминесцирует	−49	**1,039**−0,519− −0,327 1,125	– 0,703	80, 160 +280, 630 2,080	Ромб., 2 $P2_12_12_1$
–	–	**0,846**−0,357 −0,324 1,125	– 0,710	– 1,683	Ромб., 2 $Pc2_1n$ *Pcmn* *Pnma*
–	−66	**0,806**−0,402− −0,349 1,542	– 1,608	– 0,697	Ромб., 4 *Pbnm* $Pbn2_1$
Люминесцирует голубовато-зеленым	0+15	1,13−**0,824**− −0,437 3,26	– 2,38	– 0,945	Монокл., 8 $P2_1/m$
карбонаты уранила					
Не люминесцирует	+84	0,861−**0,670**− −0,417 2,122	– 4,530	– 1,338	Ромб., 16 *C2ma* *Cm2b* *Cmma* $C222_1$
Не люминесцирует		**0,812**−0,365− −0,323	–	85, 125	Ромб. 2 *Pnnm* *Pnn2*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
	$Ca(TR)_2U_{24}(CO_3)_6 \times Si_{4,2}O_{76} \cdot 6OH_2O$	$Th_2O_3 = 0,09$ $CaO = 0,45$ $UO_3 = 76,14$ $SiO_2 = 2,79$ $CO_2 = 4,02$ $H_2O = 12,12$	4,0	—	Плеохроирует от желтого до светло-желтого
Камоллит (M. Deliens, 1986 г.)	$4UO_3 \times \times (YNdGd,Sm,Dy)_2 \times \times O_3 3CO_2 \cdot 14,5H_2O$	$Y_2O_3 = 6,19$ $Nd_2O_3 = 2,36$ $Id_2O_3 = 2,10$ $Sm_2O_3 = 1,91$ $Dy_2O_3 = 1,64$ $UO_3 = 63,39$ $CO_2 = 7,24$ $H_2O = 14,30$	Желтый 3,93	Пластинчатый — —	$Ng = 1,731$ $Nm = 1,667$ $Np = 1,604$ Плеохроирует от желтого до бесцветного
					Сульфаты
					Простые гидроксидо-
Уранопилит (A. Weissbach, 1882 г.)	$(UO_2)_6(SO_4)(OH)_{10} \times \times 12H_2O$	$UO_3 = 77,17 - -80,70$ $SO_3 = 3,18 - 4,24$ $H_2O = 13,81 -$	Лимонно-желтый $-14,03$ 4	Пластинчатый 2,5	$Ng = 1,628 - -1,634$ $Nm = 1,623 - -1,626$ $Np = 1,620 - -1,624$ Плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного
Метауранопилит (β-уранопилит) (R. Novacek, 1935 г.)	$(UO_2)_6(SO_4)(OH)_{10} \times \times 5H_2O$	$UO_3 = 82,4 - -86,84$ $SO_3 = 4,05 - 4,17$ $H_2O = 9,11 - 9,40$	Лимонно-желтый	Игольчатый, пластинчатый	$Ng = 1,71 - 1,76$ $Nm = 1,76$ $Np = 1,68 - -1,72$
					Сложные гидроксидо-
Циппеит (A. Jahn, 1821 г.)	$K_4(UO_2)_6(SO_4)_3 \times \times (OH)_{10} \cdot 4H_2O$	$K_2O = 1,1 - 1,5$ $UO_3 = 75,02 - -75,3$ $SO_3 = 14,17 - -14,97$ $H_2O = 8,20 - 9,50$	Желтый, оранжевый 3,9	Пластинчатый, зернистые агрегаты 3,5	$Ng = 1,639 - -1,739$ $Nm = 1,615 - -1,710$ $Np = 1,575 - -1,636$ Плеохроирует от тем-

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
	−73	1,623	3,874	1,173	
Не люминесцирует	−87	0,849 – 0,648 – – 0,354	–	–	Монокл. 4 $P2_1/a$
		2,122	1,293	1,239	

уранила

сульфаты уранила

Люминесцирует желто-зеленым	+52 – 60	0,918 – 0,712 – – 0,428	$\nu_{3(UO_2^{2+})}$ = –915 – 930 $\nu_{3(SO_4^{2-})}$ = =1165 1070 $\nu_{4(SO_4^{2-})}$ = 525 – 622	100, 130, 165, 600, 680 0,891	Монокл.
Люминесцирует желто-зеленым			–	–	Не опр.

сульфаты уранила

Люминесцирует зелено-желтым	−40	0,702 – 0,348 – – 0,312 0,882	ν_1 = 790 ν_3 = 890 1,712	100, 200, 450 + 575, 800 0,732	Ромб., 2 $a/4$ $a/6$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства: плеохроизм, отражение (в %)
					но-желтого до бесцветного
Na-циппеит (C. Frondel, 1976 г.)	$Na_4(UO_2)_6(SO_4)_3 \times \times (OH)_{10} \cdot 4H_2O$	Na_2O – 5,53 – 5,09 K_2O – 0 – 0,42 UO_3 – 75,53 – – 74,1 SO_3 – 10,71 – – 12,5 H_2O – 7,23 – 7,89	Желтый 3,3	Пластинчатый 2	*Ng* – 1,738 *Nm* – 1,690 *Np* – 1,630 Плеохроирует от желтого до бесцветного
Mg-циппеит (C. Frondel, 1976 г.)	$Mg_2[(UO_2)_6(SO_4)_3 \times \times (OH)_{10} \cdot 16H_2O$	–	Желтый > 3,3	Пластинчатый ~ 2	*Ng* – 1,79 *Nm* – 1,74 *Np* – 1,70 Плеохроирует от желтого до бесцветного
Ni-циппеит (C. Frondel, 1976 г.)	$Ni_2[(UO_2)_6(SO_4)_3 \times \times (OH)_{10}] \cdot 16H_2O$	–	Оранжево-желтый > 3,3	Пластинчатый ~ 2	*Ng* – 1,84 *Nm* – 1,777 *Np* – 1,745 Плеохроирует от желтого до бесцветного
Co-циппеит (C. Frondel, 1976 г.)	$Co_2(UO_2)_6(SO_4)_3 \times \times (OH)_{10} \cdot 16H_2O$	CoO – 6,03 UO_3 – 69,07 SO_3 – 9,67 H_2O – 15,23	Коричневый, желтый > 3,3	Пластинчатый ~ 2	*Ng* – 1,73 – – 1,74 *Nm* – 1,76 – – 1,77 *Np* – 1,82 – – 1,83 Плеохроирует от желтого до бесцветного
Zn-циппеит (C. Frondel, 1976 г.)	$Zn_2(UO_2)_6(SO_4)_3 \times \times (OH)_{10} \cdot 16H_2O$	ZnO – 3,4 – 6,52 MgO – 0,87 – 0 UO_3 – 68,71 – – 69,10 SO_3 – 9,62 – 9,69 H_2O – 15,15 – – 14,26	Желтый > 3,3	Пластинчатый ~ 2	*Ng* – 1,810 *Nm* – 1,770 *Np* – 1,720

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Люминесцирует желтым	~80	0,734 – 0,366 – – 0,349 0,880	– 6,848	– 1,455	Ромб.
Люминесцирует желтым	«+»	0,72 – 0,358 – – 0,348 ~0,880	– ~1,71	– ~0,72	Ромб.
Люминесцирует слабо-желтым	«+»	0,710 – 0,345 – – 0,310 –	–	–	Ромб.
Люминесцирует	«–»	0,721 – 0,359 – – 0,312 ~0,88	– ~1,710	– 0,720	Ромб.
Люминесцирует слабо	–	0,708 – 0,354 – – 0,344 ~0,88	– ~1,710	– ~0,720	Ромб.

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Иоганнит (Z. Johan, 1821 г.)	$Cu[(UO_2)_2(SO_4)_2 \times \times (OH)_2] \cdot 8H_2O$	$CuO = 7,64 - 8,48$ $UO_3 = 51,31 - 61,34$ $SO_3 = 17,59 - 18,59$ $H_2O = 10,08 - 13,20$	Зеленый 3,32	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,612 - 1,620$ $Nm = 1,592 - 1,597$ $Np = 1,573 - 1,577$ Плеохроирует от зеленовато-желтого до бесцветного
					Молибдаты ура
					Молибдаты ура
Иригинит (Г. Ю. Эпштейн, 1957 г.)	$\{UO_2[Mo_2O_7 \times \times (H_2O)_2]\} H_2O$ $(Mg, Zn)(UO_2)_3 \times \times (MoO_4)_4 \cdot 8H_2O$	$UO_3 = 46,32$ $MoO_3 = 42,58$ $H_2O = 10,69$	Желтый 3,84	Игольчатый 2	$Ng = 1,93$ $Nm = 1,82$ $Np = 1,73$
	$UO_2(HMoO_4)_2 \cdot 3H_2O$		Зеленовато-желтый 4,01	Таблитчатый —	$Ng = 1,942$ $Nm = 1,890$ $Np = 1,726$
Молуранит (Г. Ю. Эпштейн, 1952 г.)	$H_4U^{4+}(UO_2)_3 \times \times (MoO_4)_7 \cdot 18H_2O$	$UO_3 = 42,32$ $MoO_3 = 38,5$ $H_2O = 14,03$	Черный —	Натечный —	$N = 1,97 - 1,98$
Кузинит (J. Vaes, 1958 г.)	$MgU_2^{4+}(MoO_4)_2 \times \times (OH)_2 \cdot 6H_2O$	—	Черный	Таблитчатый	—
Натрурмолит (К. В. Скворцова, 1969 г.)	$Na_2(UO_2)_3 \times \times (MoO_4)_4 \cdot 8H_2O$ $Na(UO_2)_4(MoO_4)_4 \times \times (OH)_3 \cdot 12H_2O$	$Na_2O = 2,33$ $UO_3 = 59,64$ $MoO_3 = 27,89$ $H_2O = 7,59$	Желтый 4,3	Пластинчатый —	$Ng = 1,904$ $Nm = 1,855$ $Np = 1,737$
					Сложные гидроксидо-
Кальцурмо-	$Ca(UO_2)_3(MoO_4)_3 \times$	$CaO = 2,61 - 4,63$	Желтый	Призма-	$Ng = 1,876 -$

Люминесценция	Угол $2V_z$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует	—90	**0,773**—0,616— —0,387	δUO_2^{2+} = 257 ν_3 = 875,933	135,165, 215, + 370, + 495,760	Трикл., 2 $P\bar{1}$
		1,654	1,684	1,802	
		0,891	0,951	0,684	
на и уранила					
на и уранила					
Не люминесцирует	—	**0,322**—0,262— —0,214	ν_2 = 426 ν_4 = 621 ν_1 = 1011 ν_3 = 1090 δ_{H_2O} = 1630 1655 ν_{OH} = 3200 3595 ν_3 = 788	100,180, 240,470, + 500	Ромб., 4 $Pca2_1$
		1,281	0,670	1,154	
		1,210	0,667	1,126	
		0,643—0,327— —0,265		170,500 + 520,580	
		0,858	1,282	0,748	Моноскл., 3
—	—	Рентгено-аморфный	—	—	Аморфн.
—	—	0,637	0,335	1,500	Моноскл.
Люминесцирует желто-зеленым	—	**0,784**—0,394— —0,319	—	150—250, • + 550, 850—890	Ромб., 14
		1,635	2,536	3,297	Ромб., 8
		1,631	2,545	1,965	
молибдаты уранила					
Люминесцир.	—	**0,691**—0,370—	ν_3 = 905	150—250,	Моноскл., 8

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)	
лит (Е. С. Рудницкая, 1958 г.)	$\times(OH)_2 \cdot 7H_2O$ $(Ca_{0.9}Na_{0.1}) \times$ $\times(UO_2)_4(MoO_4)_3 \times$ $\times(OH)_2 \cdot 10 - 14H_2O$	$UO_3 = 54,59 -$ $-61,20$ $MoO_3 = 19,9 -$ $-28,06$ $Na_2O = 0 - 0,02$ $H_2O = 10,9 -$ $-13,52$	4,44 – 4,26	тический, пластинчатый –	– 1,862 $Nm = 1,848 -$ $-1,816$ $Np = 1,780 -$ $-1,770$	
Умохоит (G. Brophy, 1953 г.)	$U(UO_2)_2(MoO_4)_3 \times$ $\times(OH)_2 \cdot 6H_2O$	$UO_3 = 54,98$ $MoO_3 = 26,31$ $Mo_2O_5 = 1,41$ $CaO = 2,51$ $H_2O = 10,41$	Черный 4,6 Зеленый 4,5 – 4,7	Пластинчатый 2 Пластинчатый –	$Ng = 1,915$ $Nm = 1,831$ $Np = 1,660$	
Железосодержащий умохоит (Л. Н. Белова, 1985 г.)	$Fe_{0.1}Ca_{0.22}UO_2 \times$ $\times(MoO_4)(OH)_{0.7} \times$ $\times 4 - 5H_2O$	$UO_3 = 52,26$ $MoO_3 = 25,87$ $CaO = 2,18$ $Fe_2O_3 = 3,08$ $H_2O = 9,32$	Оранжево-красный 4,53	Пластинчатый –	–	
				Вольфраматы		
				Сложные гидроксидо-		
Уранотунгстит (K. Walenta, 1985 г.)	$(Fe, Ba, Pb)(UO_2)_2 \times$ $\times NO_4(OH)_4 \cdot 12H_2O$	$FeO = 2,3$ $BaO = 4,9$ $PbO = 6,9$ $UO_3 = 45,1$ $WO_3 = 19,8$ $H_2O = 22,5$	Желтый, оранжевый 4,03	Призматический 2,0	$Ng = 1,855$ $Nm = 1,845$ $Np = 1,682$ Плеохроирует от желтого до бесцветного	
				Фосфаты ура		
				Фосфаты		
Нингиоит (Муто, 1959 г.) Уточнения (Л. Н. Белова и др. 1985 г.)	$U^{4+}, Ca, TR.(PO_4)_2 \times$ $\times 1,5H_2O$	$UO_2 = 23,3$ $CaO = 6,1$ $P_2O_5 = 16,8$ $FeO = 4,8$ $H_2O = 9,3$	Коричневый –	Игольчатый, веретенообразный –	$Nm = 1,64$	

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
рует желто-зеленым		–0,319 0,834–**0,785**– –0,389 1,718 1,323	 2,565 1,288	+550, 870 1,496 1,810	
–	–	**0,770**–0,707– –**0,204** **0,71**–0,472– –**0,203** 0,632 **0,720**–0,486– –0,298 0,632	ν_3=888 0,750 0,748	170, 350, +480, 520, 640 5,78 – 1,24–1,70	Моноскл., 16 $P2_1/c$ Ромб.
Не люминесцирует	–	0,776–**0,707**– –0,475 0,636	– 0,749	– 2,28	Ромбич.

уранила

ортовольфраматы уранила

Не люминесцирует	–42	**0,696**–0,460– –0,321 0,922	– 1,381	– 0.717	Ромбич., 2

на и уранила

урана

Не люминесцирует	–	0,433–**0,302**– –**0,281** 0,678 0,687	– 0,680 0,687	– 0,640 0,640	Гексагон., 3 $P6/m$ $P6/m$ $P\bar{6}$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Лермонтовит (В. Г. Мелков, 1948 г.) Дополнения (В. Г. Мелкова, Л. Н. Беловой и др. 1983 г.)	$(U, Tl, Ca)(PO_4) \times \times (OH) \cdot 0{,}8-1H_2O$ $(U^{4+}_{0{,}93}Th_{0{,}17} \times \times Ca_{0{,}02})_{1{,}12} \times \times [PO_4]^{3-}(OH)_{0{,}93} \times \times 0{,}8H_2O$	$UO_2 = 65.48-66{,}24$ $P_2O_5 = 17.83-19{,}15$ $Tl_2O_3 = 7.65-11{,}88$ $CaO = 0{,}18-0{,}72$ $H_2O = 3{,}78-6{,}92$	Светло-зеленый 4—4,5	Игольчатый —	$Ng = 1{,}724-1{,}726$ $Nm = 1{,}707$ $Np = 1{,}686-1{,}690$ Плеохроирует от зеленого до зелено-желтого
Вячеславит (Л. Н. Белова, 1983 г.)	$U(PO_4)(OH) \cdot 2{,}5H_2O$	$UO_2 = 69{,}75-67{,}13$ $CaO = 0{,}5-0{,}55$ $P_2O_5 = 16.9-17{,}1$ $H_2O = 12{,}85-14{,}72$	Зеленый 5	Пластинчатый —	$Ng = 1{,}731-1{,}729$ $Nm = 1{,}729-1{,}726$ $Np = 1{,}700$ Плеохроирует слабо от зеленого до бледно-зеленого

Сложные фос

Na-отенит (Na-метаотенит) (А. А. Черников. 1957 г.)	$Na_2(UO_2)_2 \times \times (PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	$Na_2O = 5{,}0$ $UO_3 = 58{,}70$ $P_2O_5 = 20{,}64$ $H_2O = 15{,}65$	Желтый 3,8—3,51	Пластинчатый, чешуйчатый 2,5	$Ng = 1{,}578$ $Np = 1{,}559$
Отенит (C. Brooke, 1852 г.)	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \times \times 10H_2O$	$UO_3 = 59.71-63{,}44$ $CaO = 5{,}01-6.1$ $P_2O_5 = 12{,}57-15.5$	Желтый 3,20	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1{,}576-1{,}606$ $Nm = 1{,}573-1{,}605$ $Np = 1{,}550-1{,}590$ Плеохроирует от светло-желтого до бесцветного
Метаотенит (A. Volbuth, 1959 г.)	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \times \times 6-8H_2O$ $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \times \times 2H_2O$	$CaO = 8{,}3$	Желтый	Таблитчатый	$Nm = 1{,}589-1{,}583$ $Nm = 1{,}609$

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, см $^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует	–	0,487 – 0,392 – – 0,358 **0,855** – 0,329 – – **0,271** 0,974	–	–	Ромбич. *Ccca* (?)
			0,190	0,101	
Не люминесцирует	Малый	**0,619** – 0,456 – – 0,269 0,696	–	–	Ромбич., 6 *Cmcm* *Cmc*2 или *C*2*cm*
			0,910	1,238	
фазы уранила					
Люминесцирует желто-зеленым	–	**0,367** – 0,323 – – 0,268 **0,853** – 0,538 – – 0,365 0,696	–	90 – 100, 200 0,869	Тетраг., 2 *P*4/*ncc* *P*4/*nmm*
Сильно люминесцирует желто-зеленым	– 30	**1,040** – 0,519 – – 0,358 0,700 0,687	–	92, 141, 216, 60 – 90, 125 – **145**, 165 – 220 2,067 2,073	Тетраг., 2 *I*4/*nmm*
Слабо люминесцирует желто-зеленым	–	**0,831** – 0,359 – – 0,341 **0,835** – 0,420 – – 0,361 **0,817** – 0,408 –	$\nu_1 = 820,844$ $\nu_3 = 915,922$ $\nu_2 = 253,295$ $\nu_4 = 465,540$ $\nu_3 = 1100,1120$	120,180 200 – 300 65 – 180	Тетраг., 2 *P*4/*nnm* Ромбич. $P4_22$ *Pnnn*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)	
			3,66 3,72	—		
Водородный метаторбернит (Г. С. Грицаенко, 1952 г.)	$H_2(UO_2)_2(PO_4)_2 \times 8H_2O$	UO_3 – 65,6 P_2O_5 – 16,5 H_2O = 17,90	Зеленo-желтый 3,52 3,32 3,28	Пластинчатый —	Ng = 1,579 – – 1,588 Np = 1,568 – – 577	
Торберинит (G. Wernet, 1780 г.)	а) $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \times 12H_2O$ б) $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \times 12H_2O$	CuO = 7,73 – 7,9 UO_3 = 57,03 – 57,0 P_2O_5 = 14,0 – 14,5 H_2O = 20,3 – 21,1	Зеленый 3,22	Таблитчатый 3	Ng = 1,590 Nm – 1,576 – – 1,584 Плеохроирует от темно-зеленого до светло-зеленого	
Метаторберинит (A. Hallimond, 1919 г.)	$Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \times 6 – 8H_2O$	CuO = 7,05 – 9,31 UO_3 = 55,98 – 62,1 H_2O = 14,16 – – 17,30	Зеленый 3,70	Таблитчатый 2,5	Ng = 1,618 – 1,632 Np = 1,614 – – 1,624	
Салеит (J. Thoreau, 1932 г.)	$Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \times 10H_2O$	MgO = 4,04 – 5,01 UO_3 = 60,32 – 63,68 P_2O_5 = 14,44 – 15,8 H_2O = 16,48 – 19,28	Лимонно-желтый 3,3	Таблитчатый 3	Ng = 1,571 – 1,574 Nm = 1,570 – 1,582 Np = 1,554 – 1,565 Плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного	

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Синтезы. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
		–0,351 **0,847** –0,423 – –0,361 0,696 0,655	ν_{H_2O} = 1640 ν_{OH} = 3400 0,705	 1,680 0,816	
Сильная желто-зеленая	Одноосный	**0,856** –0,366– 0,345 **0,870** – –0,376 –0,368 **0,895** – –0,378 –0,350 0,690 0,697 0,699	ν_1 = 830 ν_2 = 860 ν_3 = 930 0,695	160,220 1,711 1,741 1,802	Тетр., 2 Монокл., 2 Тетраг., 2 *P4/nc* Тетраг., 2 *P4/nmm*
Не люминесцирует	0 – 10	**1,030** – 0,494 – –0,358 **0,369** – 0,199 – –0,164 0,706 0,741	– 1,147	 2,054 0,727	Тетраг., 2 *I4/mmm* Трикл. *P1*
Не люминесцирует	0 – 10	0,856 – **0,366** – –0,321 **0,871** –0,544 – –**0,368** 0,696 0,697	ν_1 = 800,845 ν_3 = 920,930 ν_2 = 258,295 ν_2 = 405 ν_4 = 465,550 ν_3 = 990,1100 ν_{H_2O} = 1645	120,100 – –160,250 – –265 1,728 1,731	 Тетраг., 2 *P4/nmm* Тетраг., 2 *P4/n*
Люминесцирует	0 – 65	**0,994** – 0,501 – –0,352 **0,985** – 0,495 – 0,349 0,979 –0,500 – –**0,350** 0,701	ν_1 = 846,848 ν_3 = 920 ν_2 = 275,300 ν_4 = 465,545 ν_3 = 1000 1115 ν_{H_2O} = 1635 ν_{OH} = 3450	 1,984	Тетраг., 2 *P4/nmm*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Метаанколеит (C. Gallagher, 1966 г.)	$K_2(UO_2)_2(PO_4)_2 \times$ $\times 6-8H_2O$	$K_2O = 7{,}7-8{,}7$ $BaO = 0{,}6-3{,}2$ $CaO = 0-2{,}9$ $UO_3 = 56{,}2-59{,}6$ $P_2O_5 = 14{,}3-17{,}3$ $H_2O = 11{,}8-11{,}9$	Желтый 3,54	Чешуйчатый 3	$N = 1{,}580-1{,}583$
Урамфит (З. А. Некрасова, 1957 г.)	$NH_4(UO_2)_2(PO_4)_2 \times$ $\times 8H_2O$	$NH_4 = 4{,}60$ $UO_3 = 15{,}63$ $P_2O_5 = 68{,}70$ $H_2O = 11{,}00$	Зеленый 3,7	Таблитчатый 3	$Ng = 1{,}585$ $Np = 1{,}564$
Бассетит (A. Hallimond, 1915 г.)	$Fe(UO_2)_2(PO_4)_2 \times$ $\times 6-8H_2O$	$FeO + Fe_2O_3 = 7{,}73$ $UO_3 = 61{,}51$ $P_2O_5 = 15{,}26$ $H_2O = 15{,}50$	Желтый 3,1—3,2	Таблитчатый 3	$Ng = 1{,}580$ $Nm = 1{,}574$ $Np = 1{,}561$ Плеохроирует от желтого до темно-желтого
Фритчеит (Breithaupt, 1865 г.)	$Mn(UO_2)_2(PO_4)_2 \times$ $\times 8H_2O$	Качественный анализ U, V, Mn, P, H_2O	Красный, красно-бурый 3,50	Таблитчатый 2—3	$N = 1{,}588$
Ураноцирит (A. Weisbach, 1877 г.)	$Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \times$ $\times 10H_2O$	$BaO = 14{,}57-15{,}01$ $UO_3 = 56{,}7-56{,}86$ $P_2O_5 = 13{,}99-15{,}06$ $H_2O = 13{,}99-14{,}3$	Зеленый, желто-зеленый 3,5 3,55	Таблитчатый 2,5 2,5	$Ng = 1{,}623$ $Nm = 1{,}623$ $Np = 1{,}610$ Плеохроирует от канареечно-желтого до бесцветного
Метаураноцирцит (E. Nuffild, 1953 г.)	$Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \times$ $\times 8H_2O$	—	Зеленый	Таблитчатый	$Nm = 1{,}616-1{,}623$ $Np = 1{,}604-1{,}611$

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, см⁻¹	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Люминесцирует желто-зеленым	—	**0,090** – 0,373 – –0,325 0,699	—	— 0,889	Тетраг., 1 *P4/nmm*
Люминесцирует желто-зеленым	0	**0,902** – **0,378** – 0,326 0,702	$\nu_1 = 822$ $\nu_2 = 918$	125, 175, 500 +600 1,809	Тетраг., 2 *P4/ncc*
Не люминесцирует	–62	0,859 – **0,489** – **0,346** 0,698	0,701	150 1,707	Монокл., 2 *I 4/mmm*
	0	Не установлено 0,696	—	1,757	Тетраг., 2 $P4_22$
Люминесцирует желто-зеленым	–10 – 25	0,537 – 0,421 – **0,358** – 1,01 – 0,510 – **0,204** 0,701 0,696	—	75 – 120 120 – 180, 300 2,046 1,690	Тетраг., 2 *I4/mmm*
Люминесцирует желто-зеленым	0 –47	**0,855** – 0,539 – –0,361 **0,893** – 0,548 – –0,323 **0,834** – **0,360** – 0,321	$\nu_1 = 820,805$ $\nu_3 = 915,920$ UO_2^{3+} $\nu_2 = 255,295$ $\nu_3 = 395,400$ $\nu_4 = 465,542$ PO_4^{3-} $\nu_3 = \frac{1000}{1115}$ $\nu_{H_2O} = 1615$ 1635 1650		Тетраг., 2 *P4/nmm* Тетраг., 2 $P4_2/m$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, окрашивание (в %)
			4,08	2,5	
Парсонсит (A. Schoep, 1923 г.)	$Pb_2(UO_2)(PO_4) \times \times nH_2O$	$PbO = 47,43 - 50,01$ $UO_3 = 34,68 - 32,06$ $P_2O_5 = 14,46 - 15,91$ $H_2O = 2,02 - 3,43$	Желтый 5,4	Таблитчатый 3,5	$Ng = 1,862$ $Nm = Ng$ $Np = 1,85 - 1,86$
Сабугалит (C. Frondel, 1957 г.)	$(H, Al)(UO_2)_4(PO_4)_4 \times \times 16H_2O$	$Al_2O_3 = 2,65 - 3,2$ $UO_3 = 65,1 - 65,22$ $P_2O_5 = 16,08$ $H_2O = 14,71 - 15,93$	Желтый 3,15	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,584$ $Nm = 1,582$ $Np = 1,564$ Плеохромирует от желтого до бесцветного
Уранонпатит (K. Valenta, 1978 г.)	$(H, Al)_{5-3}(UO_2)_2 \times (PO_4)_2 \cdot 2OH_2O$	$Al_2O_3 = 2,31$ $UO_3 = 51,80$ $P_2O_5 = 12,85$ $H_2O = 33,04$	Желтый 2,49	Таблитчатый	$Ng = 1,492 - 1,1459$ $Nm = 1,511 - 1,527$ $Np = 1,521 - 1,532$ Плеохроирует от желтого до бесцветного
Пржевальскит (В. Г. Крупнова, 1946 г.)	$Pb(UO_2)_2(PO_4)_2 \times \times 4H_2O$	$PbO = 24,91$ $UO_3 = 55,11$ $P_2O_5 = 13,55$ $H_2O = 6,43$	Желтый 4,31	Таблитчатый	$Ng = 1,752$ $Nm = 1,749$ $Np = 1,739$ Плеохромиру-

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, см$^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
—		0,719 0,694 0,975	ν_{OH} = 3180 3480 0,985	0,881 1,765 1,684	Моноэл. $P2_1$
Не люминесцирует	—	0,423 – 0,328 – – 0,325 0,686	ν_1 = 780 ν_3 = 910 1,043	0,669	Трикл., 2 $P\,\bar{1}$
Люминесцирует желто-зеленым	0	0,969 – 0,486 – – 0,347 0,96	ν_2 = 245,298 ν_3 = 919 ν_1 = 810 UO_2^{2+} ν_4 = 470,542 PO_4^{3-} ν_3 = 995,1120 ν_{H_2O} = 585,1640 ν_{OH} = 3100 3240 3580	150 – 180 230 – 250 1,930	Тетраг., 1 $14/mmm$
Люминесцирует	–65	1,522 – 0,760 – – 0,493 0,700		3,00	Тетраг., 2 $P4_2/n$(?)
Не люминесцирует	–30	0,859 – 0,428 – – 0,365 0,908 – 0,361 – – 0,162	—	—	Ромб

6–1183

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)	
					ет от желтого до бесцветного	
					Сложные гидроксидо-	
Ванмееренит (P. Piret, 1982 г.)	$U(UO_2)_3(PO_4)_2 \times \times(OH)_6 4H_2O$	$UO_3 = 80,76$ $P_2O_5 = 10,40$ $H_2O = 8,84$	Канареечно-желтый 4,67	Таблитчатый, игольчатый —	$Ng = 1,718$ $Nm = 1,715$ $Np = 1,704$ Плеохроирует от желтого до светло-желтого	
Метаванмееренит (P. Piret, 1982 г.)	$U(UO_2)_3(PO_4)_2 \times \times(OH)_6 2H_2O$	$UO_3 = 83,24$ $P_2O_5 = 10,20$ $H_2O = 6,56$	Канареечно-желтый 4,49	Таблитчатый, игольчатый —	$Ng = 1,69$ $Nm = 1,68$ $Np = 1,67$ Плеохроирует от желтого до светло-желтого	
Фосфуранилит (F. Genth. 1879 г.)	$Ca(UO_2)_3(PO_4)_2 \times \times(OH)_2 10H_2O$	$CaO = 2,19 - 3,4$ $UO_3 = 72,85 - 78,20$ $P_2O_5 = 10,55 - 11,1$ $H_2O = 8,4 - 12,85$	Желтый 3,0 – 4,1	Пластинчатый 2,5	$Ng = 1,718$ $Nm = 1,718$ $Np = 1,690$	
Фуркалит (M. Deliens, 1978 г.)	$Ca_3(UO_2)_3(PO_4)_2 \times \times(OH)_6 4H_2O$	$CaO = 9,2$ $UO_3 = 70,3$ $P_2O_5 = 11,6$ $H_2O = 8,9$	Желтый 4,26	Таблитчатый 3	$Ng = 1,749$ $Nm = 1,730$ $Np - 1,690$ Плеохроирует от темно-желтого до бесцветного	
Бергенит (H. Büttemann, 1959 г.)	$Ba(UO_2)_4(PO_4)_2 \times \times(OH)_8 \cdot 8H_2O$	Теоретический: $BaO = 9,26$ $UO_3 = 69,12$ $P_2O_5 = 8,58$ $H_2O = 13,04$	Желтый 4,1	Таблитчатый	$Ng = 1,698$ $Nm = 1,690$ $Np - 1,660$	
Ренардит	$Pb(UO_2)_4(PO_4)_2 \times$	$PbO = 12,26 -$	Желтый	Таблит-	$Ng = 1,737 -$	

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
		0,693		1,713	
фосфаты уранила					
Люминесцирует зеленым	−56	**0,839**−0,596−−0,418 1,706	— 1,676	— 0,702	Ромб., 4 $P2_1mn$
Люминесцирует зеленым	−83	**0,849**−0,601−−0,373 3,418	— 3,388	— 1,407	Ромб., 32 *Fddd*
Не люминесцирует	0−35	**0,783**−0,583−−0,397 **0,316**−**0,309**−**0,288** 1,585	ν_1 = 770−800 ν_3 = 885−905 1,742	150 1,376	Ромб., 8 *Bmmb* $C222_1$
Не люминесцирует	−68	**0,805**−0,310−−0,287 1,737	 1,596	 1,355	Ромб., 8 *Pbca*
Люминесцирует красно-коричневым	−45	**0,778**−0,388−0,308 1,605	ν_1 − 775 ν_3 = 880 1,776	— 1,386	Ромб. *Bmmb*
Не люминес-		**0,797**−0,583−	ν_3 = 788	—	Ромб., 4

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Форма выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
(A. Schoep. 1928 г.)	$\times(OH)_4 \cdot 8H_2O$	13,35 UO_3 – 64,82 – – 68,46 P_2O_5 = 8,15 – 8,49 H_2O = 8,74 – 9,69	4,05	чатый —	– 1,740 *Nm* = 1,733 – – 1,736 *Np* = 1,713 – – 1,716 Плеохроирует от желтого до бесцветного
Девиндзит (A. Schoep. 1922 г.)	$Pb_2(UO_2)_4(PO_4)_3 \times \times(OH)_3 \cdot 7H_2O$	PbO – 24,85 – – 25,75 UO_3 = 54,8 – – 55,01 P_2O_5 = 10,14 – – 10,32 H_2O = 7,93 – 8,31	Желтый 5,03	Призматический 3,5	*Ng* = 1,765 *Nm* = 1,760 – – 1,763 *Np* = 1,762 Не плеохроирует
Дюмонтит (A. Schoep. 1923 г.)	$Pb_2(UO_2)_3(PO_4)_2 \times \times(OH)_4 \cdot 3H_2O$	PbO = 27,19 – 28,9 UO_3 = 55,85 – – 56,49 P_2O_5 = 8,65 – 9,2 H_2O – 5,78 – 5,86	Желтый 5	Призматический 3	*Ng* = 1,87 – – 1,89 *Np* = 1,88 Плеохроирует от темно-желтого до светло-желтого
Киувит (L. Wambeke. 1958 г.)	$(Th, Ca, Pb)(UO_2)_4 \times \times(PO_4)_2(OH)_6 \cdot 7H_2O$	CaO = 0,60 PbO = 1,84 ThO – 8,32 UO_3 = 62,90 P_2O_5 = 6,04 H_2O = 14,33	Желтый 4,5	Зернистые массы 2,5	*Ng* = 1,655 *Nm* = 1,654 – – 1,655 *Np* = 1,618 Плеохроирует от зеленовато-желтого до бесцветного
Тредголдит (M. Deliens. 1979 г.)	$Al(UO_2)_2(PO_4)_2 \times \times(OH) \cdot 8H_2O$	Al_2O_3 – 5,4 UO_3 = 63,5 P_2O_5 = 13,7 H_2O = 17,4	Желто-зеленый 3,4	Чешуйчатый, таблитчатый	*Ng* = 1,568 *Nm* = 1,583 *Np* = 1,573 Плеохроирует от желтого до бесцветного
Ранункулит (M. Deliens. 1979 г.)	$AlH(UO_2)(PO_4) \times \times(OH)_2 \cdot 4H_2O$	Al_2O_3 – 10,1 UO_3 = 55,6 P_2O_5 = 13,5	Золотисто-желтый	Таблитчатый, волок-	*Ng* = 1,670 *Nm* = 1,664 *Np* = 1,643

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебаеграммы (нм)	ИКС, см $^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
цирует		—0,399			
	—60 —70	1,601	1,75	1,37	
Не люминесцирует	Большой «+»	**0,881** — **0,589** — 0,314	$\nu_1 = 817$ $\nu_3 = 870$	—	Ромб., 6
		1,60	1,762	1,366	*Bmmb*
Не люминесцирует	Большой «+»	**0,427** — 0,348 — —0,300 0,816	$\nu_1 = 790$ $\nu_3 = 875$ 1,673	— 0,702	Монокл., 2 $P2_1/m$
Не люминесцирует	0—5?	**1,027** — 0,796 — —0,308	—	—	Ромб., 6 *Bmmb*
		1,588	1,724	1,376	*Bmb*2
Не люминесцирует	—70	**0,943** — 0,535 — — 0,347			Монокл., 8 *CcC*2/*c*
		2,025	0,985	1,975	
Не люминесцирует		**0,900** — 0,470 — —0,313	—	—	Монокл., 4

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения, Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
		$H_2O = 20.8$	3.4	листый —	Плеохроирует от светло-зеленого до бесцветного
Фуралюмит (M. Deliens, 1979 г.)	$Al_2(UO_2)_3(PO_4)_2 \times \times (OH)_6 \cdot 10H_2O$	$Al_2O_3 = 7,6$ $UO_3 = 64,2 - 65,9$ $P_2O_5 = 10,3 - 10,6$ $H_2O = 16,2 - 17,6$	Лимонно-желтый —	Призматический —	$Ng = 1,624$ $Nm = 1,616$ $Np = 1,559$ Плеохроирует от лимонно-желтого до бесцветного
Упалит (M. Deliens, 1979 г.)	$Al[(UO_2)_3(PO_4)_2 \times (OH)_3]$	$Al_2O_3 = 4,0 - 4,7$ $UO_3 = 79,6 - 80,2$ $P_2O_5 = 12,3 - 13,2$ $H_2O = 2,5 - 3,5$	Янтарно-желтый 3,58	Призматический —	$Ng = 1,676$ $Nm = 1,666$ $Np = 1,649$ Плеохроирует от красно-желтого до бесцветного
Мунлит (M. Deliens, 1981 г.)	$Al[(UO_2)_3(PO_4)_2 \times \times (OH)_2]OH \times 4 - - 7H_2O$	$Al_2O_3 = 4,45$ $UO_3 = 72,2$ $P_2O_5 = 12,55$ $H_2O = 10,80$	Желтый 4.29	Таблитчатый —	$Ng = 1,688$ $Nm = 1,682$ $Np = 1,620$ Плеохроирует в желтых тонах
Мороит (M Deliens, 1985 г.)	$Al_3UO_2(PO_4)_3(OH)_7 \times 13H_2O$	$Al_2O_3 = 17,2$ $UO_3 = 32,8$ $P_2O_5 = 23,0$ $H_2O = 27,0$	Зеленовато-желтый 2,64	Таблитчатый —	$Ng = 1,558$ $Nm = 1,552$ $Np = 1,540$
Триангулит (M. Deliens, 1982 г.)	$Al_3(UO_2PO_4)_4 \times \times (OH)_3 \cdot 5H_2O$	$Al_2O_3 = 8,90$ $UO_3 = 67,10$ $P_2O_5 = 16,24$ $H_2O = 7,76$	Желтый 3,7	Таблитчатый —	$Ng = 1,704$ $Nm = 1,665$ $Np = 1,639$ Плеохроирует
Алтупит (M. Deliens, 1987 г.)	$Al_4Th(UO_2) \times \times [(UO_2)_4O(OH) \times \times (PO_4)_2]_2(OH)_3 \times \times 15H_2O$	$Al_2O_3 = 1,75$ $ThO_2 = 10,25$ $UO_3 = 68,22$ $P_2O_5 = 9,86$ $H_2O = 9,92$	Желтый 3,9	Таблитчатый —	$Ng = 1,655$ $Nm = 1,661$ $Np = 1,620$ Плеохроирует от соло-

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
	−56	1,11	1,77	1,80	
Не люминесцирует	−40	1,04 – 0,517 – 0,308 1,387	— 2,079	— 0,938	Монокл., 4 $P2_1/a$
Не люминесцирует	−74	0,84 – 0,418 – 0,343 3,468	— 1,681	— 1,372	Ромб. *Bbcm*
Не люминесцирует	−33	0,780 – 0,387 – 0,337 1,708	— 3,098	— 1,376	Ромб., 16 $P2_1cn$ *Pmcn*
Люминесцирует	−70	1,402 – 1,169 – 0,913 2,341	— 2,144	— 1,834	Монокл., 16 $P2_1/c$
Не люминесцирует	+80	0,780 – 0,387 – 0,315 1,039	— 1,056	— 1,060	Трикл., 1 $P1$
Не люминесцирует	−31	1,02 – 0,580 – 0,509 1,095	— 1,857	— 1,350	Трикл., 2 $P1$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм отражение (в %)
					менно-желтого до бледно-желтого
Фуронгит из КНР (1976 г.)	$Al_{13}(UO_2)_7 \times (PO_4)_{13}(OH)_{14} \times 8H_2O$	$Al_2O_3 = 13,67 - 13,92$ $UO_3 - 41,40 - 42,08$ $P_2O_5 = 18,54 - 19,39$ $H_2O = 23,90 - 24,61$	Соломенно-желтый 2,92	Таблитчатый –	$Ng = 1,570 - 1,575$ $Nm = 1,564 - 1,567$ $Np = 1,543 - 1,549$ Не плеохроирует
Фуронгит из Кобожобо (Заир) (M. Deliens, 1985 г.)	$Al_2(UO_2)_2(PO_4)_3 \times (OH) \cdot 13,5H_2O$ Усредненная формула $Al_2(UO_2) \times (PO_4)_2(OH)_2 \times 8H_2O$	$Al_2O_3 = 8,95 - 9,38$ $UO_3 - 49,61 - 50,22$ $P_2O_5 = 18,56 - 18,69$ $H_2O - 22,14 - 22,45$	Соломенно-желтый 2,75	Таблитчатый –	$Ng = 1,566$ $Nm = 1,558$ $Np = 1,538$ Не плеохроирует
					Гидроксидо-сульфат-
Кокоиноит (E. Young, 1966 г.)	$Fe_2^{3+}Al_2(UO_2)_2 \times (PO_4)_2 \times (SO_4) \times (OH)_2 \cdot 20H_2O$	$Fe_2O_3 = 9,7 - 10,3$ $Al_2O_3 = 6,5 - 6,6$ $UO_3 = 34,2 - 34,9$ $P_2O_5 = 17,7 - 18,3$ $SO_3 - 5,4 - 6,1$ $H_2O = 23,4 - 24,0$	Желтый 2,70	Таблитчатый –	$Ng = 1,590$ $Nm - 1,588$ $Np = 1,550$ Плеохроирует от светло-желтого до бесцветного
Ксиянтджиянгит (КНР, 1978 г.)	$(Fe, Al)(UO_2)_4 \times (PO_4)_2(SO_4)_2 \times (OH) \cdot 22H_2O$	$UO_3 = 56,24$ $P_2O_5 = 8,15$ $SO_3 - 5,65$ $H_2O^- = 9,86$ $H_2O^+ = 10,7$	Желтый	–	$Ng = 1,593$ $Nm = 1,576$ $Np = 1,559$

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Люминесцирует бледно-зеленым		1,02 – 0,862 – – 0,431	–		Трикл., 4 *P*1
	–65 –80	1,923	1,409	1,210	
Слабо люминесцирует бледно-зеленым		1,008 – 0,554 – – 0,428	–	–	Трикл., 4 *P*1, *P*1
	–64	1.927	1,417	1,214	
		1.787	1,418	1,218	Трикл.
фосфаты урана					
Не люминесцирует	–40	1,112 – 0,556 – – 0,330 –	–	+170,210, +270,600, +800	Моноскл.
Не люминесцирует	–	1,110 – 0,374 – – 0,313 0,717	– 0,717	– 2,22	Ромб.

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
					Арсенаты
					Простые
Трёгерит (A. Weissbach, 1871 г.)	$(UO_2)_3(AsO_4)_2 \times$ $\times 8-12H_2O$	$UO_3 = 59,3-65,81$ $As_2O_5 = 17,39-$ $-17,89$ $H_2O = 16,56-$ $-17,81$	Лимонно-желтый, Буро-желтый 3,27	Таблитчатый, чешуйчатый 2	$Ng = 1,627-$ $-1,638$ $Nm = 1,623-$ $-1,632$ $Np = 1,582-$ $-1,598$ Плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного
					Сложные
Na-ураноспинит (Е. В. Копченова, 1957 г.)	$Na_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times$ $\times 10H_2O$	$Na_2O = 3,91$ $UO_3 = 58,29$ $As_2O_5 = 20,84$ $H_2O = 9,49$ (Анализ неполный)	Желтый 3,05	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,612$ $Np = 1,585$
Na-метаураноспинит (Е. В. Копченова, 1957 г.)	$Na_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times$ $\times 6-8H_2O$	Теоретический (на $6H_2O$): $Na_2O = 4,11$ $UO_3 = 60,29$ $As_2O_5 = 24,22$ $H_2O = 11,38$	Желтый 3,63–3,67	Таблитчатый –	$Ng = 1,617$ $Np = 1,586$
Абернатиит (M. Thompson, 1955 г.)	$K_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times$ $\times 8H_2O$	$K_2O = 9,5$ $UO_3 = 57,7$ $As_2O_5 = 21,6$ $H_2O = 14,5$	Желтый 3,74	Таблитчатый 2,5	$Nm = 1,608$ $Np = 1,570$
Ураноспинит (A. Weissbach, 1873 г.)	$Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times$ $\times 10H_2O$	$CaO = 5,47-5,62$ $UO_3 = 57,2-59,18$ $As_2O_5 = 19,37-$ $-23,01$ $H_2O = 14,27-$ $-16,19$	Лимонно-желтый, желтый 3,45	Таблитчатый 2	$Ng = 1,572-$ $-1,587$ $Nm = 1,567-$ $-1,582$ $Np = 1,550-$ $-1,560$ Плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
уранила					
Не люминесцирует		**0,856 – 0,371 –** – 0,199	$\nu_3 = 910$	130.180	Тетраг., I *P4/nmm*
	0	0,716	–	0,880	
Люминесцирует желто-зеленым	0	**0,848 – 0,368 –** – 0,329	–	140,200	Тетраг., I *I4'mmm*
		0,718		2,192	
Люминесцирует желто-зеленым	0	**0,842 – 0,363 –** – 0,327	$\nu_3 = 940$	–	Тетраг., I *P4/nmm* Тетраг. 2 *P4/ncc*
		0,847 – 0,427 – – 0,367			
		0,712	–	0,861	
		0,711		1,726	
Люминесцирует		**0,914 – 0,564 –** – 0,383	$\nu_3 = 953$	80, 120	Тетраг., 2 *P4/ncc*
	0	0,717	–	0,908	
Люминесцирует желто-зеленым	+62 – 0	**0,994 – 0,354 –** – 0,333	–	100, 120, 200, +600	Тетраг., 2 *I4/mmm*
		1,00 – 3,62 – – 3,41			
		0,716		2,04	
		0,712		1,957	

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Метаурановоспинит (K. Walenta, 1965 г.)	$Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 8H_2O$	$CaO = 5,20$ $UO_3 = 57,08$ $As_2O_5 = 22,63$ $H_2O = 14,29$	Желто-зеленый 3,5–3,7	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,621$ $Nm = 1,619$ $Np = 1,591$
Н-Метаурановоспинит (Г. С. Грицаенко, 1954 г.)	$H_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 8H_2O$	$UO_3 = 59,34$ $As_2O_5 = 23,84$ $H_2O = 16,82$	Желто-зеленый 3,45–3,55	Таблитчатый —	$Ng = 1,627$ $Np = 1,580$
Новачекит I	$Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 12H_2O$	$MgO = 4,18$ $UO_3 = 59,44$ $As_2O_5 = 23,87$ $H_2O = 19,8$	Желтый 3,13	Таблитчатый	$Ng = 1,637$ $Nm = 1,621$ $Np = 1,620$ Плеохроирует от бледно-желтого до желтого
Новачекит II (C. Frondel, 1951 г.)	$Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 10H_2O$	Теоретический: Природный $MgO = 4,01 - 5,01$ $UO_3 = 56,96 - 64,07$ $As_2O_5 = 22,88 - 14,50 - 11,23$ $H_2O = 16,15 - 16,48 - 17,69$	Соломенно-желтый 3,40	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,637$ $Nm = 1,637$ $Np = 1,620$ Плеохроирует от бледно-желтого до желтого
Метановачекит (К. В. Сквор-цова, 1974 г.)	$Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 6-8H_2O$	Теоретический (на $6H_2O$) $MgO = 4,24$ $UO_3 = 60,20$ $As_2O_5 = 24,19$ $H_2O = 11,37$	Желто-зеленый 3,5	Пластинчатый 2,5	$Ng = 1,632$ $Np = 1,595$

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Люминесцирует желто-зеленым	—0—5	**0,885**—0,359— —0,334 **0,865**—0,553— —**0,357** 0,714 0,719	—	120, 175, 240 1,700 0,881	Тетраг., 1 *P4/nmm* Тетраг. 2 *P4/ncc*
Люминесцирует желто-зеленым	«—» Малый	**0,840**—0,355— —0,211 0,352—0,298— —**0,213** **0,867**—**0,374**— —0,310 0,716 0,714	ν_3=943 —	90 1,880 1,760	Тетраг., 1 *P4/nmm* Тетраг. 2 *P4/ncc*
Люминесцирует желто-зеленым	0—50	**1,09**—0,549— —**0,354** 1,430	—	120, 190, 250 310, 400 2,200	Тетраг., 8 $P4_2/n$
Люминесцирует желто-зеленым	0—15	**1,00**—5,02— —**0,357** 0,710	—	— 2,001	Тетраг., 2 *I4/mmm*
Люминесцирует желто-зеленым	0 «—»	**0,852**—0,357— —0,214 0,716	ν_3=940	110, 190, 350 0,858	Тетраг., 1 *P4/nmm* *P4/n*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Цейнерит (Henrn, 1957 г.)	$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 12H_2O$	$CuO = 7,16 - 7,25$ $UO_3 = 51,03 - 52,13$ $As_2O_5 = 19.7 - 20,94$ $H_2O = 19,68$	Изумрудно-зеленый, серо-зеленый 3,2	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,610$ $Nm = 1,602$ $Np = 1,582$ Плеохроирует от зеленого до светло-зеленого
Метацейнерит (Schrauf, 1842 г.)	$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 8H_2O$	$CuO = 7,24 - 7,7$ $UO_3 = 55,68 - 56,1$ $As_2O_5 = 19,37 - 22,2$ $H_2O = 14.0 - 15,68$	Зеленый 3,79 – 3,85	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,643 - 1,647$ $Np = 1,623 - 1,635$
Калерит (H. Meixner, 1953 г.)	$Fe(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 12H_2O$	Теоретический: $FeO = 6,58$ $UO_3 = 52,50$ $As_2O_5 = 21,09$ $H_2O = 19,82$	Желто-зеленый 3,21	Таблитчатый 2	–
Метакалерит (K. Walenta, 1958 г.)	$Fe(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 8H_2O$	Теоретический: $FeO = 7,06$ $UO_3 = 56,12$ $As_2O_5 = 22,58$ $H_2O = 14,15$	Желтый 3,84	Таблитчатый	$Ng = 1,642$ $Np = 1,608$
Кирхеймерит (K. Walenta, 1958 г.)	$Co(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 12H_2O$	Теоретический: $CoO = 6,86$ $UO_3 = 52,34$ $As_2O_5 = 21,03$ $H_2O = 19,77$	Розовый 3,33	Таблитчатый 2,5	–
Метакирхеймерит (K. Walenta, 1958 г.)	$Co(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 8H_2O$	Теоретический: $CoO = 7,34$ $UO_3 = 56,04$ $As_2O_5 = 22,51$ $H_2O = 14,11$	Розовый 3,33	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,644$ $Np = 1,617$
Хейнрихит (A. Cross, 1958 г.)	$Ba(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 10 - 12H_2O$	Теоретический: (на $12H_2O$) $BaO = 13,09$ $UO_3 = 48,85$ $As_2O_5 = 19,62$ $H_2O = 18.44$	Желтый 4,04	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,605$ $Np = 1,573$

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебаеграммы (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует	0 «—»	**1,070 – 0,504 – – 0,359** 0,718 **1,012 – 0,356 – – 0,336** 0,714		110, 160, 200, 260 2,109 2,079	Тетраг., 2 *I4/mmm* **Тетраг.** 2 *P4/mmm* *P4/mnc*
Не люминесцирует	0 «—»	**0,883 – 0,370 – – 0,199** 0,711	$\nu_1 = 890$ $\nu_3 = 953$	100, 140 180, 970 1,741	Тетраг., 2 *P4/n* *P4/mmm*
Не люминесцирует	–30	1,11 – 0,555 – **– 0,353** 1,430	–	– 2,197	Тетраг., 2 *I4/mmm* $P4_2/n$
Не люминесцирует	–22	0,855 – 0,429 – **– 0,359** 0,718	–	190, 270 380, + 600 0,858	Тетраг., 2 *P4/mmm*
–	–	1,11 – 0,553 – **– 0,353** 1,429	–	– 2,192	Тетраг., 8 $P4_2/n$ *I4/mmm*
–	0 «—»	**0,878 – 0,507 – – 0,357** 0,715	–	130, 200, 300, + 600 0,862	Тетраг., 1 *P4/mnm*
–	0 «—»	**1,02 – 0,513 – – 0,354** 0,713	–	– 2,056	Тетраг., 2 *I4/mmm*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение(в %)
Метахейриxит (A. Cross, 1958 г.)	$Ba(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times$ $\times 6-8H_2O$	Теоретический: $BaO = 14,42$ $UO_3 = 53,80$ $As_2O_5 = 21,62$ $H_2O = 10,16$	Желтый, зеленый 4,13	Таблитчатый 2,6	$Nm = 1,637$ $Np = 1,609$
Металодевит (H. Agrinier, 1972 г.)	$Zn(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times$ $\times 8-12H_2O$	$ZnO = 6,47 - 5,95$ $FeO = 0,63 - 0,58$ $UO_3 = 64,44 - 50,1$ $As_2O_5 = 20,64 -$ $- 19,0$ $P_2O_5 = 0,76 -$ $- 0,70$ $H_2O = 17,06 -$ $- 15,70$	Желтый 4,00	Таблитчатый –	$Ng = 1,638$ $Nm = 1,635$ $Np = 1,615$ Плеохроирует
Хелимокдит (K. Walenta, 1961 г.)	$Pb_2(UO_2)(AsO_4)_2$	$PbO = 45,9$ $UO_3 = 28,1$ $As_2O_5 = 26,5$	Желтый 6,39	Таблитчатый 3	$Ng = 1,915 -$ $- 1,939$ $Np = 1,882$
Вальпургит (A. Weisbach, 1871 г.)	$Bi_4(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times$ $\times O_4 \cdot 9H_2O$	$Bi_2O_3 = 61,8 -$ $- 62,05$ $UO_3 = 18,7 - 19,05$ $As_2O_5 = 14,1 -$ $- 15,3$ $H_2O = 3,6 - 3,7$	Оранжевый, желтый 5,8 – 6,69	Таблитчатый 3,5	$Ng = 2,005$ $Nm = 1,975 -$ $- 2,00$ $Np = 1,871 -$ $- 1,900$
				Сложные гидроксидо-	
Арсенураношпатит, (K. Walenta, 1978 г.)	$(HAl)_{0,5}(UO_2)_2 \times$ $\times (AsO_4)_2 \cdot 20H_2O$ Дегидратир. с $10H_2O$	Теоретический: $Al_2O_3 = 2,14$ $UO_3 = 47,98$ $As_2O_5 = 19,28$ $H_2O = 30,6$	Желтый, светло-желтый 2,54 3,20	Таблитчатый, пластинчатый –	$Ng = 1,542$ $Nm = 1,538$ $Ng = 1,596$ $Nm = 1,594$ $Np = 1,564$
Арсенуранилит (Л. Н. Белова, 1958 г.)	$Ca(UO_2)_4(AsO_4)_2 \times$ $\times (OH)_4 \cdot 6H_2O$	Теоретический: $CaO = 3,49$ $UO_3 = 71,06$ $As_2O_5 = 14,27$ $H_2O = 11,18$	Желтый, оранжевый 4,2	Пластинчатый 3	$Ng = 1,774$ $Nm = 1,761$ $Np = 1,738$ Не плеохроирует

Люминесценция	Угол 2V, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, см$^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
—		**0,890** – 0,554 – – 0,375		150, 200, 250	Тетраг., 2 $P4_2 22$ $P4_2/m$
	0	0,707	—	1,774	$P4_2$
Люминесцирует желто-зеленым	– 27 – 37	0,866 – **0,359** – – 2,98	—	—	Тетраг., 2 $P4_2/m$
		0,716		1,720	
Люминесцирует желто-зеленым	+ 80	0,441 – **0,340** – – 0,284	—	+ 940	Трикл., 2 $P\|$
		0,712	1,047	0,684	
—		0,99 – **0,325** – – **0,311**	$\nu_3 = 890$	—	Трикл., 1 $P\|$
	– 52 – 66	0,713	1,043	0,549	
арсенаты уранила					
Люминесцирует зеленым		**1,462** – **0,762** – – 0,349 **1,054** – 0,513 – – **0,354** (с $10H_2O$)	—	—	Тетраг., 2 $P4_2/n$ $I4/mmm$
	+ 52	0,716		3,037	
	+ 28	0,715		2,052	
—	—	0,841 – **0,772** – – **0,385**	—	—	Ромб., 6
	—	1,540	1,740	1,377	

7 – 1183

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Форма выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Хюгелит (Durrfeld, 1913 г.)	$Pb_2(UO_2)_3(AsO_4)_2 \times \times (OH)_4 \cdot 3H_2O$	Теоретический: $PbO = 28,11$ $UO_3 = 54,02$ $As_2O_5 = 14,47$ $H_2O = 3,40$	Желтый 5,1	Призматический 3	—
Фосфат-арсе					
Самитуганит (M. Deliens, 1984 г.)	$PbAl(UO_2)_5(P, As)O_4 \times \times (OH)_6 \cdot 9,5H_2O$	$PbO = 9,86$ $UO_3 = 71,76$ $Al_2O_3 = 2,39$ $P_2O_5 = 5,48$ $As_2O_5 = 2,12$ $H_2O = 8,39$	Желтый 4,47	Таблитчатый —	$Ng = 1,744$ $Nm = 1,735$ $Np = 1,709$
Ванадаты					
Прос					
Фергинит (И. А. Антипов, 1908 г.)	$(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 6H_2O$	$UO_3 = 69,3$ $V_2O_5 = 17,60$ $H_2O = 10,75$	Желтый 3,31	Чешуйчатый 2,5	$Ng = 2,05$ Не плеохроирует
Уваит (F. Hess, 1924 г.)	$(UO_2)_2V_6O_{17} \cdot 15H_2O$	$UO_3 = 41,22$ $V_2O_5 = 39,33$ $H_2O = 19,45$	Желтокоричневый —	Чешуйчатый —	$Ng = 2,057$ $Nm = 1,879$ $Np = 1,817$ Плеохроирует от темно-бурого до зелено-желтого
Сло					
Карнотит (A. Friedel, 1899 г.)	$K_2[(UO_2)_2V_2O_8] \times \times 3H_2O$	$K_2O = 9,58 - 11,16$ $UO_3 = 62,26 - 65,62$ $V_2O_5 = 19,95 - 21,12$ $H_2O = 4,9 - 5,99$	Желтый —	Таблитчатый —	$Ng = 1,920 - 1,94$ $Nm = 1,895 - 1,925$ $Np = 1,750$
V^{+4} содержащий карнотит (Л. Н. Белова, 1983 г.)	—	$K_2O = 6,91$ $UO_3 = 52,52$ $Fe_2O_3 = 14,9$ $V_2O_5 = 9,19$ $VO_2 = 8,08$ $H_2O = 4,69$	Черный —	Пластинчатый —	—

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует	«+»				Монокл.

наты уранила

Не люминесцирует	−60	0,795 – 0,397 – – 0,327 1,098	1,596	0,907	Трикл., 2 $P\bar{1}$, $P1$

уранила
ные

					Ромбич.
	+52	0,59 – 0,294 – – 0,171			Ромбич.

жные

Люминесцирует грязно-желто-зеленым	−30 – 50	0,656 – 0,353 – – 0,321 1,047	$v_3 = 890$ 0,841	100, +300 +540, 740, 800 0,691	Монокл., 2 $P2_1/a$
Не люминесцирует					Монокл.

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
V^{+4} содержащий карнотит (Л. Н. Белова, 1983 г.)	—	$K_2O = 6,70$ $UO_3 = 52,69$ $Fe_2O_3 = 17,54$ $V_2O_5 = 11,60$ $VO_2 = 2,54$ $H_2O = 4,76$	Темно-зеленый 4,74	Пластинчатый —	—
Маргаритазит (K. Wenrich-Verbeek, 1982 г.)	$(Cs, K)_2(UO_2)_2V_2O_8 \times 1 - 1,5H_2O$	$Cs_2O = 15,6 - 19,0$ $K_2O = 1,07 - 2,14$ $UO_3 = 51,7 - 58,4$ $V_2O_5 = 16,1 - 18,9$ $H_2O = 2,5$	Желтый 5,41	Пластинчатый —	$Ng = 2,700$ $Nm = 2,490$ $Np = 1,830$ Плеохроирует от желтого до желто-коричневого
Стрелкинит (Е. Ф. Алексеева, 1974 г.)	$Na_2[(UO_2)_2V_2O_8] \times 5H_2O$	$Na_2O = 3,25 - 6,20$ $MgO = 0 - 1,55$ $UO_3 = 61,9 - 65,75$ $V_2O_5 = 18,5 - 20,92$ $H_2O = 7,91 - 10,27$	Желтый 4,0 – 4,2	Таблитчатый 2,5	$Ng = 1,915 - 1,880$ $Nm = 1,907 - 1,855$ $Np = 1,770 - 1,674$ Плеохроирует от желтого до светло-желтого
Тюямунит (К. А. Ненадкевич, 1912 г.)	$Ca[(UO_2)_2V_2O_8] \times 8H_2O$	$CaO = 6,1 - 7,55$ $UO_3 = 55,85 - 59,22$ $V_2O_5 = 18,12 - 19,28$ $H_2O = 14,0 - 16,12$	Лимонно-желтый 3,41 – 3,7	Таблитчатый, чешуйчатый 2,5	$Ng = 1,895 - 1,965$ $Nm = 1,87 - 1,927$ $Np = 1,67 - 1,80$ Плеохроирует от желтого до бесцветного
Метатюямунит (A. Weeks, 1954 г.)	$Ca[(UO_2)_2V_2O_8] \times 3 - 5H_2O$	Теоретический: (на $5H_2O$) $CaO = 6,23$ $UO_3 = 63,56$ $V_2O_5 = 20,21$ $H_2O = 10,00$	Желтый 3,85	Пластинчатый 2,5	$Ng = 1,865$ $Nm = 1,835$ $Np = 1,680$

Люминесценция	Угол $2V_z$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
—	—	—	—	—	Монокл.
Не люминесцирует	— 45	**0,695** – 0,360 – –0,349 1,051	0,845	0,731	Моноцкл., 2 $P2_1/a$
Люминесцирует серо-зеленым	—	**0,768** – 0,408 – –0,395 1,064	0,836	3,273	Ромбич., 8 *Pnnm* *Pnn2*
Не люминесцирует	— 48 — 55	**1,020** – 0,502 – –0,320 1,063	$\nu_3 = 895$ 0,836	100, 280, +500, 840 2,040	Ромбич., 4 *Pna*?
Не люминесцирует	— 44	**0,851** – 0,422 – –0,324 1,038 1,054	— 0,846 0,849	100, 200 +240, 270 +690, 840 930 1,702 1,734	Ромбич., 4 *Pnam*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Франсвиллит (G. Branche, 1957 г.)	$Ba[(UO_2)_2V_2O_8] \times 5H_2O$	Теоретический: $BaO = 15{,}38$ $UO_3 = 57{,}36$ $V_2O_5 = 18{,}23$ $H_2O = 9{,}03$	Желтый, зеленый, оранжевый 4,46	— 3	$Ng = 2{,}02$ $Nm = 1{,}952$ $Np = 1{,}750$
Сенжьерит (J. Vaes, 1949 г.)	$Cu_2[(UO_2)_2(V_2O_8)] \cdot \times (OH)_2 \cdot 8-10H_2O$	$CuO = 14{,}55-14{,}82$ $UO_3 = 47{,}45-52{,}33$ $V_2O_5 = 15{,}96-16{,}64$ $H_2O = 11{,}83-16{,}48$	Желто-зеленый 4	Пластинчатый 2,5	$Ng = 1{,}94-1{,}97$ $Nm = 1{,}92-1{,}94$ $Np = 1{,}76-1{,}77$ Плеохроирует от голубовато-зеленого до желто-зеленого
Вануранилит (Е. З. Бурьянова, 1965 г.)	$H_3O[(UO_2)_2(V_2O_8)] \times 3{,}6H_2O$	$UO_3 = 63{,}5$ $V_2O_5 = 19{,}87$ $BaO = 3{,}22$ $H_2O = 6{,}78$	Желтый 3,64	Пластинчатый 2,5	$Np = 1{,}710$ $Nm = 1{,}920-1{,}95$ $Ng = 1{,}950-1{,}90$ Плеохроирует от желтого до светло-желтого
Кюрьенит (F. Cesbron, 1968 г.)	$Pb[(UO_2)_2V_2O_8] \times 5H_2O$	Теоретический; Природный: $PbO = 20{,}92$ $PbO = 20{,}09$ $UO_3 = 53{,}61$; 53,40 $V_2O_5 = 17{,}04$; 17,32 $H_2O = 8{,}43$; 8,30	Канареечно-желтый 4,94	— >2	$Nm = 2{,}20$
Раувит (F. Hess, 1922 г.)	$Ca(UO_2)_2(V_{10}O_{28}) \times 16H_2O$	$CaO = 2{,}7$ $UO_3 = 27{,}50$ $V_2O_5 = 52{,}50$ $H_2O = 5{,}61$	Красный —	Чешуйчатый, плотный —	$Nm = 1{,}88$ Плеохроирует

Люминесценция	Угол $2V_z$ оптический знак	Дебеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует	– 52	0,840 – 0,520 – – 0,300 1,059 1,046	$\nu_1 = 800$, UO_2^{2+} $\nu_3 = 890$ 0,844 0,851	130, 180 250, 870 1,660 1,681	Ромбич., 4 *Pcan* *Pbcn*
Не люминесцирует	– 38	0,982 – 0,491 – – 0,373 1,062	— 0,810	— 1,011	Монокл., 2 $P2_1/a$
Не люминесцирует	– 45	0,500 – 0,323 – – 0,211 1,046 – 1,055	0,856 0,844	210 – 220 2,035 2,452	Монокл., 4 *A2/a*
Не люминесцирует	– 66	0,819 – 0,513 – – 0,410 1,040	— 0,845	150, 200, 650, 700 910 1,634	Ромбич., 4 *Pcan*
—	—	1,07 – 0,349 – – 0,295	—	—	Не опр.

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, в иммерсионных отражение (в %)
Сложные гидроксидо-					
Ванураллит (P. Branche, 1963 г.)	$Al[(UO_2)_2V_2O_8 \times \times (OH)] \cdot 11H_2O$	$Al_2O_3 = 5,05$ $UO_3 = 59,03$ $V_2O_5 = 17,74$ $H_2O = 18,40$	Желтый 3,6	Землистый 2,0	$Ng = 1,90$ $Nm = 1,85$ $Np = 1,65$
Метаванураллит (F. Cesbron, 1970 г.)	$Al[(UO_2)_2 \times \times (V_2O_8) \cdot (OH)] \times \times 8H_2O$	$Al_2O_3 = 5,30 - 5,32$ $UO_3 = 59,63 - 59,71$ $V_2O_5 = 18,61 - 19,00$ $H_2O = 16,20 - 15,97$	Желтый 3,6	Зеленый —	—
Сложные сульфат-					
Шрекингерит (A. Schrauf, 1875 г.) Дополнено (J. Cejka)	$NaCa_3[UO_2(CO_3)_3 \times \times (SO_4)]F \cdot 10H_2O$	$Na_2O = 3,43 - 4,02$ $CaO = 17,51 - 18,91$ $UO_3 = 29,44 - 32,21$ $SO_3 = 8,64 - 9,02$ $CO_2 = 13,43 - 14,86$	Желтый 2,55	Чешуйчатый 2,5	$Ng = 1,545 - 1,542$ $Nm = 1,545 - 1,542$ $Np = 1,501 - 1,489$
Селениты					
Сложные гидроксидо-					
Мартозит (F. Cesbron, 1969 г.)	$Cu[(UO_2)_3 \times \times (SeO_3)_3(OH)_2] \times \times 7H_2O$	$CuO = 4,3$ $UO_3 = 60,5$ $SeO_2 = 23,7$ $H_2O = 10,7$	Зеленый 4,7	Пластинчатый —	$Ng = 1,800 - 1,795$ $Np = 1,770 - 1,780$ Не плеохроирует
Дерриксит (F. Cesbron, 1971 г.)	$Cu_4[(UO_2)(SeO_3)_2 \times \times (OH)_6] \cdot H_2O$	$CuO = 35,67$ $UO_3 = 32,67$ $SeO_2 = 24,87$ $H_2O = 8,10$	Зеленый 4,72	Пластинчатый —	$Ng = 1,890$ $Nm = 1,850$ $Np = 1,770$
Гийменит (R. Pierrot, 1965 г.)	$Ba[(UO_2)_2(SeO_3)_2 \times \times (OH)_4] \cdot 3H_2O$	$BaO = 10,8$ $UO_3 = 64,5$ $SeO_2 = 16,8$	Зеленовато-желтый	Таблитчатый	$Ng = 1,805$ $Nm = 1,799$ $Np = 1,720$

Люминесценция	Цвет в УФ, оптический цвет	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z) Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
кандаты уранила					
Не люминесцирует		**1,198** – 0,598 – – 0,397		73, 96, 153, 340, 415, 519, + 563, 602, 802	Моноскл., 4 *A2/a*
	– 45	1,055	0,844	2,452	
Не люминесцирует	—	**0,992** – 0,417 – – 0,409		94, 152, 395 411, 517, + 563, 588, 809	Триил., 2 $P\bar{1}$ $P1$
		1,046	0,844	1,043	
карбонаты уранила					
Люминесцирует голубовато-зеленым	0 – 16	0,848 – **0,726** – – 0,480	$\nu_1 - 842$ $\nu_3 - 910$ 903 $\nu_4(SO_4^{2-}) =$ – 608 UO_2^{2+}	150, 350 – 375, + 375 – 400	Трикл., 2
		0,960	0,962	1,446	$P\bar{1}$
уранила					
сульфаты уранила					
Не люминесцирует	– 39	**0,823** – 0,322 – – **0,309** 1,640	1,720	0,698	Ромбич., 3 *Pnma* *Pn2₁a*
Не люминесцирует	—	**0,478** – 0,407 – – 0,375 0,557	1,907	0,596	Ромбич., 2 *Pnnn* *Pn2₁n*
—	—	**0,839** – **0,729** – – 0,355	—	—	Ромбич., 2 *Pncn*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм отражение (в %)	
		$H_2O = 7,1$	4,92	—	Плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного	
Демесмэкерит (F. Cesbron, 1965 г.)	$Pb_2Cu_5[(UO_2)_2 \times (SeO_3)_6 \cdot (OH)_6 \times 2H_2O$	$PbO = 19,4 - 20,55$ $CuO - 18,2 - 18,32$ $UO_3 = 26,34 - 27,6$ $SeO_2 = 30,65 - 30,9$ $H_2O = 4,14 - 4,2$	Зеленый 5,45	Пластинчатый —	$Ng = 1,910$ $Np = 1,835$	

Теллуриды

Прос

Клиффордит (R. Gaines, 1969 г.)	$U^{6+}Te_3^{4+}O_9$ $(UO_2Te_3O_7)$	$U^{6+} = 24$ $Te = 54$ $O = 22$	Желтый 6,76	Октаэдрический 4	—	
Шмиттерит (R. Gaines, 1971 г.)	UO_2TeO_3	Теоретический: $UO_3 = 64,18$ $TeO_2 = 35,82$	Белый, желтый 6,92	Пластинчатый —	$Ng > 2,110$ $Nm > 2,05$	

Слож

Монтесумит (R. Gaines, 1965 г.)	$Pb[UO_2(TeO_3)]$	Теоретический: $PbO = 33,37$ $UO_3 = 42,77$ $TeO_2 = 23,86$	Оранжевый 5,47	Таблитчатый, 3,5	$Nm > 2,11$	

Урансодержа

Оксиды тория

Торианит (W. Dunstan, 1904 г.)	ThO_2	$ThO_2 = 58,37 - 93,02$ $UO_2 = 4,44 - 14,1$ $PbO = 1,8 - 5,21$ $\Sigma TR = 6,0 - 8,0$	Черный буро-черный 6,6 – 9,7	Кубы, октаэдры 6,5 – 7,5	Рефлексы буро-коричневые 13,5	
Уранотория	$(Th, U)O_2$	$ThO_2 = 38,47 -$	Черный	Кубы, ок-		

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
	−35	0,725	1,684	0,708	
Не люминесцирует	«+»	0,589 – 0,542 – **– 0,297** 1,194	1,002	0,562	Трикл., 1 *P*1

уранила

ные

—	—	**0,327** – 0,284 – 0,201 1,137	—	—	Кубич., 8 *Pa*3
—	– 75	0,535 – **0,368** – – 0,310 0,786 (1,016)?	1,009 (0,536)?	0,536 (0,786)?	Ромбич., 4 *Pbcn*

ные

—	—	0,349 – **0,316** – – 0,300 0,782	0,707	1,384	Монокл., 3 $P2_1/c$

щие минералы

и урана

—	—	**0,325** – **0,199** – **0,170** 5,56 5,60	—	—	Кубич., 4 *Fm*3*m*
—	—	**0,322** – 0,196 –			Кубич., 4

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
нит (R. Wells, 1933 г.)		– 64,3 $U_3O_8(UO_2)$ – – 14,9 – 58,8 PbO – 5,21 – 12,5 ΣTR = 0,7 – 13,0	зелено черный 8,65 – 9,33	таэдры 6,5 – 7	 13
Сложные оксиды кал					
Циркелит (Hussak, 1894 г.)	(Ca, Th, TR, U)Zr × × (Ti, Nb, Fe)$_2O_7$	CaO = 6,58 – 10,79 FeO – 0 – 7,72 TR = 2,73 – 16,28 U_3O_8 = 0 – 14,31	Черный	Таблитчатый	Метамиктный *Ng* = 2,30
U-циркелит (Blacke, 1913 г.)	Ca, $U_{0,5}Ti_6O_{16}$	ThO_2 = 0,46 – – 20,44 ZrO_2 = 22,82 – – 52,89 TiO_2 = 14,95 – – 33,12 H_2O = 0 – 2,48	 4,46 4,74	 6 5,5	 *Np* = 2,23 Отражение 12,5
Сложные силикаты					
Торит (оранжит) (J. Berzelius, 1829 г.)	$Th(SiO_4)_{1-X}(OH)_{4X}$ $X < 1$	ThO_2 = 68,71 – – 77,2 UO_3 = 0,15 – 1,35 SiO_2 = 13,38 – – 19,9 ΣTR = 0,96 – 2,39 H_2O – 1,2 – 1,65	Черный, бурый, оранжевый 5,55 – 6,67	Призмы, пирамиды 5	*Ng* = 1,888 *Np* = 1,823 Плеохроирует от желто-зеленого до светло-зеленого
Ураноторит (Kolliet, 1881 г.)	(Th, U, Fe, Ca) · SiO_4	ThO_2 = 58,17 – – 71,61 UO_2 = 8,36 – 11,5 Fe_2O_3 = 0 – 2,54 ΣTR = 0,54 – 1,89 SiO_2 = 11,89 – 19,5 H_2O = 0,86 – 1,68	Черный, бурый, зеленый 3,65 – 4,44	Призмы, пирамиды 4,5 – 5	*Ng* = 1,710 *Nm* = 1,818 – – 1,825 *Np* = 1,839 – – 1,840
Ферриторит (A. Lacroix, 1923 г.)	(Ca, Fe, Th)Si_2O_5 × × OH · H_2O	CaO – 0,3 – 1,16 ThO_2 = 49,22 – – 52,81	Красно-вишневый		*Ng* = 1,710

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
		–0,168 5,55 5,58	—	—	*Fm3m*

ция, циркония, титана

Не люминесцирует	– 80	**0,296** – 0,283 – –0,182	—	200, 450 +750, 830	Монокл., 8
					C2/c
		1,258	0,727	1,144	*Cc*

тория, урана

—	+	**0,468** – **0,356** – –0,265	—	—	Тетраг., 4 *I4₁/amd*
	+0	0.703 0.715	—	0.625 – 0,632	
—	—	0.473 – 0.268 – **–0,183**	—	—	Тетраг., 4 *I4/amd*
		0,712		0,632	
—	—		—	—	Тетраг., 4 *I4/amd*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (n %)
		UO_2 = 8,0 – 14,21 ΣTR – 1,99 – 5,59 SiO_2 = 10,22 – 16,27 H_2O = 0 – 6,05	4,31 – 4,88	4,5	
Кальциоторит (W. Brogger, 1890 г.)	(Ca, Th, Fe, U)× × $Si_2O_7 \cdot OH \cdot 2H_2O$	CaO = до 6,83 ThO_2 = 59,35 UO_2 = 0,1 Fe_2O_3 = 0,62 SiO_2 = 21,09 H_2O – 0,39	Винно-красный 4,11	4,5	Изотропен

Сложные силикаты цир

Метаколлоидные цирконы. Аршиновит (Е. Г. Разумная, 1957 г.) (Гельциркон) (Е. И. Семенов, 1960 г.)	$Zr(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$	Al_2O_3 = 3,78 – 5,49 Fe_2O_3 = 1,65 – 3,68 ZrO_2 = 46,3 – 54,00 HfO_2 – 0,28 – 1,30 UO_3 – до 2 SiO_2 – 23,96 – 27,9 H_2O – 4,40 – 9,67	Бурый, светло-желтый 2,8 – 3,3	Тонкоокрашенные агрегаты	Изотропен n = 1,650 – 1,665 n = 1,664 – 1,70
Малакон (N. Scheerer 1844 г.)	То же	Fe_2O_3 – 0,72 – 3,29 TR = 0 – 5,84 ZrO_2 = 51,9 – 56,85 HfO_2 = 1,9 – 1,95 ThO_2 = 0 – 1,40 UO_3 = 0 – 4,93 H_2O = 0,95 – 4,90	4,06 – 4,7		Ne = 1,968 – 1,76 No = 1,924 – 1,76
Циртолит (Knuck, 1867 г.)	$Zr(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$	CaO = 1,58 – 4,72 Al_2O_3 = 0,71 – 3,12 Fe_2O_3 = 0,92 – 4,16 TR = 1,42 – 7,10 ZrO_2 = 43,03 – 47,82 Hf – 1,70 – 4,31 ThO_2 = 0 – 0,66 U_3O_8 = 1,27 – 3,48 H_2O = 0 – 10,90	Бурый 3,3	Призматический, колломорфный 4,5	Изотропизирован

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
		0,710		0,631	
—	—	Аморфный			

кона, урана, желези

—	—	Диффузные линии циркона после нагревания 0,330—0,252—0,171	—	—	—
Люминесцирует светло-зеленым					

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм. отражение (в %)	
				Сложные силикаты тория		
Гидроторит (торгуммит, макинтошит) (W. Hidden, 1889 г.)	$ThSiO_4 \cdot 4H_2O$	ThO_2 – 41,44 – – 66,67 CaO – 1,65 – 0,4 UO_3 – 2,98 – 22,43 ΣTR – 1,86 – 6,69 Fe_2O_3 – 0,84 – – 3,0 SiO_2 – 13,09 – 17,4 H_2O – 7,88 – 18,17	Розовый, бурый, желтый 4,43 – 5,44	Сплошные массы 1 – 5,5	$Nm = 1,77$	
Иттриалит (W. Hidden, 1889 г.)	$Y_4Th_{1,5}(Si_2O_7)_3$	Y_2O_3 = 37,54 – – 46,5 $Ce_2O_3 + La_2O_3$ = – 2,20 – 8,25 ThO_2 – 9,1 – 16,89 UO_2 – 0 – 4,56 SiO_2 – 28,5 – 29,91 H_2O – 0,32 – 3,30	Черный, зеленый, темно-бурый 4,31 4,6	Призматический 5 – 6,5	$Ng = 1,758$ $Np = 1,740$ $N = 1,751$	
Эканит урансодержащий (V. Della 1986 г.)	$(Th_{0,78}U_{0,21}) \times$ $\times (Ca_{2,01}Fe_{0,00}$ $Mn_{0,01})Si_{1,99} \times$ $\times O_{20}$	CaO = 13,01 – – 13,55 MnO = 0,09 – – 0,25 ThO_2 = 23,76 – – 24,81 UO_2 – 5,99 – 6,69 Fe_2O_3 – 0,39 – – 0,46	Темно-зеленый 3,41	Призматический 5 – 5,5	–	–
				Сложные карбонаты редких		
Маккельвиит (C. Milton 1965 г.)	$NaNa_3(Ca, Y, U^{4+})_2(CO_3)_6 \cdot 3H_2O$	K_2O – 0,2 – 0,1 Na_2O – 4,5 – 3,9 BaO – 40,6 – 42,0 CaO – 3,8 – 4,0 SrO – 2,1 – 1,7 Y_2O_3 – 6,5 – 7,7 TR цериевой группы – 3,9 – 4,6 TR иттриевой группы = 0,9 UO_2 – 4,8 – 4,6 CO_2 – 25,1 – 25,7 H_2O – 6,0 – 6,1	Зеленый, коричневый 3,47 – 3,58	Призматическо-пирамидальный –	$Nm = 1,660$ $Np = 1,570$ Плеохроирует от зелено-го до светло-зеленого	–

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
урана, редких земель					
		Изотропизированы			У макинтошита — тетраг.
		0,350 — **0,307** — — 0,265 0,737	0,810	0,507	Моноакл. $P2_1/n$
		0,745 — **0,414** — — 0,334 0,745		1,499	Тетраг.
земель, бария и урана					
Не люминесцирует	0	0,447 — **0,294** — — 0,265 0,917		0,191	Гексаг. $P\bar{3}$

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)	
					Сложные уранодер	
Фергусонит (ризерит) (Gieseke 1806 г.)	$(Y, Ce)NbO_4$	$Nb_2O_5 = 39 - 51,65$ $\Sigma TR = 33,72 - 45,16$ $ThO_2 = 0 - 6,8$ $UO_2 = 0 - 7,71$ $TiO_2 = 0,5 - 2,42$	Черный, буро-черный, желтый 4,18 – 6,03	Призматический, боченковидный –	$Ng = 2,28$ $Np = 2,18$	
Форманит (E. Simpson 1909 г.)	$Y(Ta, Nb)O_4$	$Ta_2O_5 - 47,46 - 55,51$ Nb_2O_5 = до 9,5 $Y_2O_3 = 21 - 23$ UO_2 до 3,56	Бурый, желтый 6,23 – 7,03	Таблитчатый 6	$n = 2,14$ Отражение 12,6	
Пирохлор (Wohler, 1826 г.)	$(Ca, Na, U, TR)_{2-m} \times$ $\times (Nb, Ta, Ti)_2O_6 \times$ $\times (OH, F)_{1-n} nH_2O$	$CaO = 11 - 18,89$ $Na_2O = 2,5 - 7,3$ $UO_2 - 0 - 19,6$ $ThO_2 - 1,5$ 9,3 $\Sigma TR = 0,7 - 4,6$ $Nb_2O_5 - 58 - 71$ $Ta_2O_5 = 0 - 5,9$ $TiO_2 = 0,6 - 7,7$ $H_2O = 1 - 2,5$ $F = 3,3 - 5,5$	Коричневый зеленый 4,0	Октаэдрический 5	$Nm = 2,1$	
Микролит (уранмикролит) (Shephard, 1835 г.)	$(Ca, U, TR)_{2-m} \times$ $\times (Ti, Nb, Ta)_2 \times$ $\times O_6 (O, F)_{1-n} nH_2O$	$CaO = 1,00 - 15,46$ $Na_2O - 0,32 - 5,89$ $UO_2 = 0 - 15,0$ $\Sigma TR - 0 - 1,5$ $Nb_2O_5 = 10,6$ $Ta_2O_5 = 68,6 - 79,0$ $H_2O = 0,3 - 2,0$ F до 3,0	Желтовато-бурый 6	Октаэдрический 5,5	$Nm = 2,05$ Отражение 13 – 15 У уран-микролита – 12,8 – 13,6 рефлексы бесцветные	
					Сложные уранодер	
Бетафит (эльсворит, меиделеевит, бломстрандит) (A. Lacroix. 1912 г.)	$(Ca, U, TR)_{2-m} \times$ $\times (Ti, Nb, Ta)_2 \times$ $\times O_6 (OH, F)_{1-n} \times$ $\times nH_2O$	$CaO = 1,7 - 11,5$ $Na_2O = 0 - 2,63$ $UO_2 = 0 - 20,2$ $\Sigma TR = 0 - 19$ $Nb_2O_5 = 0,54 - 28,5$ $Ta_2O_5 = 1 - 28,5$ $TiO_2 = 10,8 - 8,35$	Коричневый 4 – 4,7	Октаэдрический 5,5 – 6	$Nm = 2,1 - 1,84$	

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
эвдиалит титанониобаты					
		0,306 – 0,188 – – 0,156 **0,324** – **0,306** – – 0,197 0,516 0,505	 1,094	+ 500, + 750, 160 – 200, **400** – **675**, 550 – 800, 1,090 0,527	Тетрал., 4 $I4/a$ Монокл. 4 . $I2/a$
–	–	**0,313** – 0,293 – – 0,190 0,506	 1,094	 0,532	Метам. Тетрал. 4
		0,300 – 0,184 – – 0,157 **0,298** – 0,170 – – 0,149 – иттропирохлор (прокаленный) 1,04	 –	50 – 30 150 – 200 для метам. + 510 + 560	Куб., 8 $Fd3m$
–	–	**0,298** – 0,184 – – 0,157 1,04	 –	Практически без термического эффекта	Куб., 8 $Fd3m$
эвдиалит титанониобаты					
		0,191 – 0,180 – – 0,153 **0,320** – 0,250 – – 0,183 (прокаленный) 1,03	 –	170 – 190, 430 – 460 + 650 – 730	Метамикт. Куб.

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет Плотность, г/см³	Формы выделения. Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)
Эвксенит (поликраз, виикит, тантэвксенит, долоренцит) (N. Scheerer 1840 г.)	$(Y, Ca, Ce, U) \times$ $\times (Nb, Ti, Ta)_2 \times$ $\times (O, OH)_6$	$Y_2O_3 = 7{,}42 - 28{,}8$ $UO_2 (UO_3) = 0 - 16{,}4$ $ThO_2 = 1{,}54 - 4{,}6$ $Nb_2O_5 = 4{,}4 - 33{,}7$ $Ta_2O_5 = 0 - 23{,}1$ $TiO_2 = 17 - 49{,}5$	Черно-бурый 4,5 – 5,5	Призматический 5,5 – 6,5	$Ng = 2{,}26$ $Np = 2{,}18$ Отражение 11,7 – 13
Фергсонит (Э. М. Бонштедт, 1946 г.)	$(Ca, TR)(Nb, Ti)_1 \times$ $\times (O, OH)_6$	$CaO = 8{,}2 - 14{,}5$ $\Sigma TR = 4{,}8 - 15{,}1$ $UO_2 = 0 - 1{,}54$ $ThO_2 = 0 - 1{,}55$ $Nb_2O_5 = 54{,}8 - 74{,}4$ $TiO_2 = 2{,}0 - 16{,}8$	Коричневый 4,7 – 4,8	Призматический 4 – 4,5	$Ng = 2{,}13$ $Np = 1{,}96$
Сложные урансодержащие тантало					
Самарскит (Rose, 1847 г.) (кальциосамарскит, ишикавит, иттроколумбит, тодит — смесь самарскита и колумбита	$(Y, TR, U, Ca, Fe^{2+})(Nb, Ta, Fe^{3+}, Ti) \cdot O_6$ $(Y, TR, U, Ca, Fe^{2+})(Nb, Ta, Fe^{3+}, Ti)_2O_6$	$Y_2O_3 = 1{,}8 - 17{,}3$ $\Sigma TR = 0 - 2{,}15$ $UO_2 = (UO_3) = 5 - 23{,}0$ $ThO_2 = 1{,}1 - 21{,}9$ $Nb_2O_5 = 29{,}6 - 45{,}1$ $FeO = 0 - 11{,}8$ $Ta_2O_5 = 5{,}1 - 21{,}5$ $TiO_2 = 0{,}2 - 5{,}5$	Черный, бурый 5,2 – 5,8	Призматический 6	$n = 2{,}22 - 2{,}1$ Отражение 14,8 – 16,6
Иттротанталит (Eskeberg, 1802 г.)	$(Y, Er, Fe, U) \times$ $\times (Ta, Nb)O_4$	$Y_2O_3 = 10{,}5 - 23{,}0$ $\Sigma TR = 4 - 8{,}9$ $UO_2 = 1{,}6 - 4{,}5$ $ThO_2 = 0{,}7 - 1{,}8$ $Ta_2O_5 = 37{,}3 - 55{,}5$ $Nb_2O_5 = 2{,}1 - 20{,}4$	Черный, бурый 5,6 – 6,2	Призматический таблитчатый 5,0 – 5,5	$n = 2{,}15$ Рефлексы коричневые
Сложные титанаты ред					
Итрокразит (Hidden,	$(Y, Th, U)Ti_2 \times$ $\times (O, OH)_6$	$CaO = 1{,}83$ $\Sigma Y_2O_3 = 25{,}67$	Зелено-коричне-	Призматический	$Ng = 2{,}142$ $Nm = 2{,}137$

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, $см^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингония. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
Не люминесцирует		**0,299** – 0,183 – – 0,173 **0,301** – 0,174 – – 0,150		183 – 194, 450, +735, +770	Ромб., 4 *Pcan*
	+70	0,556	1,475	0,517	
Не люминесцирует		0,376 – **0,305** – – 0,249	–	–	Ромб., 4 *Pcm*
	+40	0,574	1,499	0,521	

ниобаты редких земель с ураном

Не люминесцирует	–	0,366 – **0,299** – **–0,282**	–	+667 – 700, +525 – 595, +705 – 730	
		0,645 0,482	1,183 0,563	0,615 0,515	Ромб. Монокл. $P2_1/c$
Не люминесцирует	–	**0,298** – 0,183 – **– 0,159**	–	–	Ромб.
			–	–	

ких земель с ураном

Не люминесцирует	–	0,645 – 0,433 – **– 0,215**	–	–	Ромб., 4 *Pbcn*

Продолжение табл. 10

Минерал (автор открытия)	Химическая формула	Химический состав (основные компоненты, %)	Цвет. Плотность, г/см³	Формы выделения Твердость	Оптические свойства, плеохроизм, отражение (в %)	
1906 г.)		$\Sigma Ce_2O_3 - 2,92$ $UO_2 + UO_3 - 2,62$ $ThO_2 = 8,75$ $TiO_2 = 49,72$ $Fe_2O_3 - 1,44$ $H_2O = 4,36$	вый 4,8 – 5,3	 5,5 – 6	$Np = 2,131$	
						Урансодержа
Апатит (Werner, 1786 г.)	$Ca_5(PO_4)_3 \times$ $\times$(F, Cl, OH)	$CaO = 42,38 -$ $- 55,84$ $P_2O_5 - 35,01 -$ $- 42,5$ $F = 0 - 4,13$ $Cl = 0 - 0,81$ $CO_2 = 0 - 4,46$ $H_2O = 0 - 4,44$ $U - 0,08$ $TR =$ до 1	Зеленый, желтый 3,11 – 3,25	Призматический 5	$Ng = 1,636$ $Np = 1,633$	

Глава IV

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

1. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Месторождения урана имеют неодинаковое происхождение и встречаются в самых разных геологических обстановках: в кристаллическом основании, осадочном чехле древних и молодых платформ и особенно широко в областях послеплатформенного орогенеза. Они различаются по минеральному и вещественному составам руд и не обнаруживают отчетливо выраженной тенденции к устойчивой ассоциации с определенными типами месторождений других полезных ископаемых. Однако все известные наиболее значительные концентрации урана связаны с эндогенными и экзогенными процессами, протекавшими в орогенных условиях формирования или распада зрелой земной коры континентального типа. В областях с корой океанического типа крупные урановые месторождения неизвестны [11, 20, 24, 28, 37, 50].

Люминесценция	Угол $2V$, оптический знак	Дебаеграмма (нм)	ИКС, см $^{-1}$	Термический анализ (ДТА)	Сингонии. Число формульных единиц (z). Пространственная группа
		Параметры элементарной ячейки, нм			
		a_0	b_0	c_0	
					(метам.)
	−65	0,457	1,285	0,481	

щие фосфаты

Не люминесцирует	«—» 0	0,280 –0,277 – –0,270 0,939	–	– 0,689	Гекс., 2 Pb_6/m

Среди концентраций урана выделяются относительно простые по составу, образованные в результате однократного проявления постмагматического гидротермального процесса или инфильтрационной деятельности подземных вод, и сложные по составу, сформированные в результате нескольких рудоконцентрирующих процессов, различных по природе и иногда существенно разорванных во времени. При этом с процессами, наложенными на ранее образованные скопления урановых руд, нередко связано не только перераспределение урана, но и его дополнительный привнос. Возникающие в данном случае полихронные, полигенные концентрации урана отличаются высоким содержанием в рудах и значительными запасами. В них также присутствуют сопутствующие компоненты, повышающие ценность месторождений.

Эту важную особенность урановых концентраций в последние годы стали учитывать при разработке научно обоснованной систематики урановых месторождений [50]. Большинство классификаций построено на генетической основе. В части [37] — ведущим является формационный принцип. В классификации М. В. Шумилина [68] предложена трехмерная матрица с независимыми «входами»: генетический тип рудовмещающих метасоматитов, геолого-структурная обстановка и возраст основного уранового оруденения. В основу систематик, разработанных в 70-х годах Н. П. Лаверовым, А. Б. Кажданом [20, 23] и другими, были положены геотектоническая принадлежность урановосных структурных элементов земной коры, геологические условия

формирования рудных концентраций, минеральный и вещественный составы руд. В меньшей степени в них учитывались физико-химические условия образования рудных концентраций.

В обобщающих работах П. Я. Антропова, В. И. Данчева, А. К. Лисицына, А. И. Перельмана, Е. М. Шмариовича и др. [2, 13, 16], посвященных условиям формирования экзогенных месторождений, изданных в последние 10 лет, в большей мере учитывались геохимические условия формирования промышленных концентраций урана, приуроченных к рыхлым осадкам предгорных и межгорных впадин. В 1986 г. Н. П. Лаверовым [50] была предложена генетическая систематика месторождений урана, учитывающая новые данные и сохраняющая привычные для специалистов основные подразделения. Среди них выделены четыре основные серии: 1) эндогенная, 2) экзогенная, 3) метаморфогенная, 4) полигенная.

Месторождения эндогенной серии (табл. 11) подразделяются на три группы по признаку их связи с комплексами магматических пород, различающихся по составу и происхождению. Внутри каждой группы выделяется несколько классов, различия между которыми определяются геологическими и физико-химическими условиями рудообразования. В классах объединены основные типы месторождений, отличающиеся, в основном, минеральным и вещественным составом руд, морфологией и структурой рудных тел, условиями их размещения.

Таблица 11

Сводная схема систематики эндогенных месторождений урана.
По Н. П. Лаверову

Группа	Класс	Тип	Примеры
А. Связанные с щелочно-ультраосновным магматизмом	I. Карбонатитовые II. Магматогенные гидротермальные	1. Урановo-медные апатитсодержащие редкометальные карбонатиты 2. TR-уран-ниобиевые штокверки и жилы	Палабора (ЮАР), Бразилия, СССР Бассейн Параны (Бразилия)
Б. Связанные со щелочным магматизмом	III. Позднемагматические	3. Урансодержащие TR-Th луявриты и анальцим-апатитовые тела	Илимаусак (Гренландия)
	IV. Пегматитовые	4. Урановосные TR-циркониевые пегматиты	Бразилия
	V. Магматогенные гидротермальные	5. Урановосные Th-TR пирохлоровые пегматиты	СССР, Плато Джонс (Африка)
		6 – 8. Цирконий-урановые, молибден-урановые с флюоритом и золотом, редкоземельные урано-ториевые (в массивах щелочных пород), штокверки и жилы	Посус-ди-Калдас (Бразилия), СССР
В. Связанные с гранитоидным магматизмом	VI. Позднемагматические	9. Урановосные метасоматические аляскиты	Россинг (Намибия)
	VII. Пегматитовые	10. Урановосные редкоземельные пегматиты	Банкрофт (Канада), Бразилия,
		11. Урановосные редкоземельные пегматиты	СССР, США, Плато Джонс (Афри-

Продолжение табл. 11

Группа	Класс	Тип	Примеры
			ка)
	VIII. Магматогенные альбититовые	12. Ураноносные апатиты (коллофаниты) в альбититах	Итатая (Бразилия), СССР
		13. Торийсодержащие TR-урановые альбититы	Эспиньярас и Лагоа-Реал (Бразилия), Алио-Гелли (р-н Бур, Сомали)
	IX. Магматогенные скарновые	14. Ураноносные ортитовые скарны	Мэри-Кетлин (Австралия), СССР
		15. Магнетитовые скарны (с наложенной урановой минерализацией)	
	X. Магматогенные гидротермальные	16. Титан-урановые (давидитовые) жилы	Радиум-Хилл (Австралия)
		17. Пятиметальные жильные	Эльдорадо (Канада), СССР
		18. Апатит-урановые штокверковые	
		19. Молибден-урановые жильные и штокверковые	Бразилия, СССР, США, КНР
		20. Собственно урановые жильные	Франция, Португалия, Чехословакия

Месторождения экзогенной серии (табл. 12) разделяются на две группы: седиментационно-диагенетические (сингенетические) и инфильтрационные (эпигенетические), образованные поверхностными и подземными водами. В первую группу входят два, а во вторую — три класса месторождений, различающихся по условиям формирования. Первую группу составляют россыпные и осадочные месторождения, образованные в речных, озерно-болотных и морских условиях. Вторая группа подразделяется на три класса, образованных грунтовыми, пластовыми и трещинными подземными водами. Внутри классов выделено девять основных типов месторождений, отличающихся минеральным и вещественным составом руд, условиями их формирования и морфологией рудных тел.

Месторождения метаморфогенной серии (табл. 13) подразделяются на две группы — метаморфизованные и ультраметаморфические. К первой группе относятся метаморфизованные позднеархейские — раннепротерозойские россыпи (урановые и золото-урановые конгломераты), а также седиментационно-диагенетические концентрации в песчаниках и сланцах с органическим веществом. Для них характерно значительное перераспределение первичного урана в рудах, происходившее в процессе метаморфизма рудоносных осадков. В отдельных случаях оно было вызвано гидротермальной деятельностью, сопровождавшей становление более поздних магматических комплексов.

Таблица 12

Сводная схема систематики экзогенных месторождений. *По Н. П. Лаверову*

Группа	Класс	Тип	Примеры
А. Седиментационно-диагенетическая (сингенетическая), образованная поверхностными водами	I. Россыпные	1. Элювиальные уран- и торийсодержащие цирконовые россыпи («каллазиты»)	Посус-ди-Калдас (Бразилия)
		2. Аллювиальные уран- и торийсодержащие россыпи 3. Прибрежно-морские уран- и торийсодержащие монацитовые россыпи	Траванкор (Индия) и др.
	II. Осадочные (озерно-болотные и морские)	4. Урановосные торфяники	СССР
		5. Урановосные «черные» сланцы	Кольм (Швеция) и др.
		6. Урановосные фосфориты (включая костные брекчии)	Фосфория (США) и др.
Б. Инфильтрационная (эпигенетическая), образованная подземными водами	III. Грунтово-инфильтрационные в руслах временных потоков	7. Урановосные кальькреты и гипскреты	Йилирри (Австралия)

В группу ультраметаморфических входят многообразные месторождения в щелочных метасоматитах, в основном в альбититах, которые локализуются в зонах глубинных протяженных разломов.

Таблица 13

Сводная схема систематики метаморфогенных месторождений.
По Н. П. Лаверову

Группа	Класс	Тип	Примеры
А. Метаморфизованные	I. Древние прибрежно-морские россыпи	1. Золото-урановые конгломераты	Витватерсранд (ЮАР)
		2. Торийсодержащие редкоземельно-урановые конгломераты	Эллиот-Лейк (Канада)
	II. Древние урановосные песчаники и сланцы	3. Собственно урановые песчаники	Район Франсвиль (Габон)
		4. Торий-урановые кварциты	Дадридж-Лейк (Канада)
Б. Ультраметаморфические (в зонах глубинных разломов фундамента)	III. Урановосные метаморфогенные альбититы	5. Железо-урановые	Желторечен-ское (СССР)
		6. Собственно урановые (иногда редкоземельные и апатитсодержащие)	Джадугуда (Индия), Арьеплуг (Швеция) и др.
	IV. Пластово-инфильтрационные в артезианских бассейнах		Районы шт. Вайоминг (США), Север ЧССР и др.
		7. Урановые, селен-урановые и ванадий-урановые месторождения рольового типа в песчаниках и угленосных отложениях	
	V. Трещинно-инфильтрационные в зонах разрывов	8. Урановые, медно-урановые и другие в кристаллических породах	

Таблица 14

Сводная схема систематики полигенных месторождений. *По Н. П. Лаверову*

Группа	Класс	Тип	Примеры
А. Образованные в процессе окисления (поверхностными и подземными водами) первичных урановых концентраций разного происхождения	I. Трещинно-инфильтрационные зоны вторичного обогащения гидротермальных месторождений (в зонах несогласия)	1. Собственно урановые (иногда с золотом)	Рейнджер, Джабилука и др. (Австралия)
		2. Полиметальные урановые (с никелем, кобальтом, медью, серебром)	Раббит-Лейк и др. (Канада)
		3. Ванадий-урановые (с молибденом) в черных сланцах	СССР
		4. Селен-урановые и ванадий-урановые в песчаниках	Плато Колорадо (США) и др.
	II. Пластово-инфильтрационные зоны вторичного обогащения седиментационно-диагенетических месторождений («полистадийные»)		
Б. Образованные при пространственном совмещении различных рудообразующих процессов	III. Совмещенные гидротермальные и экзогенные (седиментационно-диагенетические)	5. Урановые полиметальные (с медью, золотом и серебром)	Роксби-Даунс (Австралия)
		6. Торий-урановые полиметальные (с никелем, кобальтом, золотом и платиной)	Шинколобве (Медный пояс Катанги)

Согласно Я. Н. Белевцеву и др. [7], эти месторождения формируются в результате подъема урагоносных растворов из зоны ультраметаморфизма на более высокие уровни, где происходит осаждение урана.

Месторождения полигенной серии (табл. 14) в качестве самостоятельных выделяются впервые, хотя В. И. Данчев в экзогенной серии выделял группу полигенных (полистадийных) месторождений [16].

Открытые в 70-х гг. и теперь уже достаточно хорошо изученные крупные месторождения собственно урановых и комплексных урансодержащих руд (с никелем, кобальтом, мышьяком, медью, золотом, серебром) в провинции Атабаска (Канада) и в северной части Австралии относятся к особому типу полигенных образований, получивших название «месторождений в зонах несогласий» (*type unconformity*). Образование этих месторождений большинство ученых [28] связывает с процессами последовательной концентрации урана: сингенетическим накоплением в сапропелевых илах; их метаморфизмом; с более поздней гидротермальной деятельностью, сопровождавшей послескладчатый гранитоидный магматизм, и накоплением богатых концентраций урана в зонах вторичного обогащения.

Положение этих месторождений в зонах региональных поверхностей несогласия, характерный состав перекрывающих платформенных отложений, ярко выраженный контроль разрывами и карстогенными структурами, специфические состав руд и последовательность минералообразования, наличие разновозрастных генераций урановых минералов — все это указывает на их полигенное происхождение.

К этой же группе относятся и так называемые полистадийные экзогенные месторождения урана, которые распространены значительно шире, чем считали раньше [11, 28, 37, 50].

В качестве самостоятельной группы выделяются месторождения, образовавшиеся при пространственном совмещении в пределах одной рудолокализующей структуры различных процессов минералообразования. Ведущая роль здесь принадлежит гидротермальным магматогенным образованиям, наложенным на более ранние седиментационно-диагенетические концентрации. К этой группе относятся известные месторождения богатых комплексных руд: Шинколобве в медном поясе Катанги, а также недавно открытые уникальные по запасам месторождения района Роксбн-Даунс в Южной Австралии [28].

2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К типу промышленных месторождений полезных ископаемых, по В. М. Крейтеру, следует относить такие месторождения, из которых в настоящее время в мире добывается не менее 1% минерального сырья. Стремительное развитие урановой геологии, при постоянной ориентации добывающей промышленности снижать затраты на производство сырья, требует некоторых уточнений при определении промышленных типов месторождений урана. Вследствие значительной капиталоемкости предприятий и колебаний конъюнктуры рынка, освоение урановых месторождений обычно значительно отстает от их открытия и завершения разведки. Соответственно балансы учитываемых ресурсов и добычи руд по типам месторождений существенно изменяются во времени. За 45 лет развития атомной промышленности баланс запасов и добычи урана из руд месторождений разных типов неоднократно изменялся. При этом обычно открытие новых более дешевых источников урана примерно на 5—10 лет опережало их освоение. Так, уже в середине 70-х гг. в балансе запасов, учитываемых МАГАТЭ, значительную роль играли полигенные месторождения в зонах несогласия, но интенсивное освоение их началось лишь в 1980-х гг. [80].

Учитывая это, к типу промышленных месторождений урана следует относить не только такие месторождения, из которых добывается в настоящее время не менее 1% урана, но и те из них, которые играют существенную роль в балансе мировых ресурсов (или ресурсов отдельной страны) и планируются к освоению в ближайшем будущем, как рентабельные для разработки при заданном уровне предельной себестоимости конечной продукции.

Существует много группировок промышленных типов месторождений урана, предложенных в разное время, и основанных именно на такой трактовке этого понятия. Их обзор приведен в работах Н. П. Лаверова [50], М. В. Шумилина [68], А. Б. Каждана [20] и др. В предложенных группировках для одних и тех же типов месторож-

Таблица 15

Подразделение промышленных месторождений урана. *По В. И. Смирнову*

Типы промышленных месторождений	Рудные формации	Примеры
Альбититовые		Итатая, Лагоа-Реал (Бразилия), Раббит-Лейк (Канада) и др.
Плутоногенные гидротермальные	Уранит-сульфидная	Мэрисвейл (США)
	Уранинит-арсенидная	Порт-Радий (Канада)
Вулканогенные гидротермальные	Уран-титановая (лавидитовая, браннеритовая)	СССР
	Уранинит-каленитовая	СССР
	Уранинит-молибденитовая	СССР
	Уранинит-флюоритовая	СССР
	Уранинит-халькопиритовая	СССР
	Уранинит-мышьяковая	СССР
	Уранинит-апатитовая	СССР
	Уранинит-алофановая	СССР
Осадочные	В карбонатных породах	СССР
	В углисто-кремнистых сланцах	Фе (Испания)
	В фосфатсодержащих породах	Формация Фосфориа
	В горфяниках	США
	В бурых углях, лигнитах и твердых битумах	СССР
	В обломочных породах	Амброзия-Лейк (США)
		Гэз-Хилс (США), Олимпик-Дам (Австралия)
Инфильтрационные		Плато Колорадо (США); месторождения типа «несогласия» (Канада, Австралия)
Метаморфогенные	Метаморфизованные скарноподобные	Мэри-Кэтлин (Австралия)
	Урановосиые углисто-кремнистые сланцы	Аллигейтор-Риверс (Австралия)
	Древние металлоносные конгломераты	Витватерсранд (ЮАР) и др.

дений авторы используют различные наименования. как правило, с учетом генетических особенностей.

Для прогноза, поисков и оценки месторождений урана чаще используют систематики. построенные на формационной основе, учитывающие не только генетическую принадлежность месторождений, но и другие признаки: геотектоническое положение, возраст, связь с формациями магматических, метаморфических и осадочных пород, состав руд и формационную принадлежность околорудных метасоматитов, морфологию и структуру рудных тел.

В. И. Смирнов [27] среди промышленных месторождений урана выделяет шесть типов. Некоторые из них представлены двумя и более рудными формациями (табл. 15).

Систематика промышленных месторождений урана, выявленных на территории СССР, предложена Н. П. Лаверовым и В. И. Казанским [24]. Она включает 16 основных типов, объединенных в четыре серии,

характерные для древних платформ, складчатых областей, областей тектономагматической активизации и молодых платформ.

А. Б. Каждан [20] выделяет 11 основных и 7 второстепенных типов промышленных месторождений урана, каждый из которых соответствует самостоятельной урановорудной формации, получившей наименование по околорудным метасоматитам или урановосным породам.

Зарубежные исследователи, как правило, выделяют не более 10 основных промышленных типов месторождений урана, получивших условные наименования [28].

Предложенная Н. П. Лаверовым [50] группировка основных промышленных типов месторождений урана, эксплуатируемых в настоящее время и намечаемых к освоению в текущем столетии, основана на генетических принципах. Однако она учитывает все возрастающее экономическое значение комплексного использования минерального сырья и накопленный опыт его переработки. Все урановые месторождения поэтому разделены на две категории: собственно урановые и комплексных руд. Всего выделяется 15 основных промышленно-генетических типов. Кроме краткого условного их названия предлагается развернутое наименование, учитывающее геологическую обстановку образования, форму рудных тел, текстуру и состав руд. Основные промышленно-генетические типы месторождений урана, по Н. П. Лаверову, следующие.

А. Эндогенные

А.I. Позднемагматические

А.I.1. Урановосные аляскитовые купола. Метасоматические урановые месторождения прожилково-вкрапленных руд в аляскитовых куполах

А.II. Гидротермальные

А.II.1. Полиметальные в щелочных массивах. Штокверковые и жильные цирконий-урановые, флюорит-урановые (с молибденом) и редкоземельные торий-урановые месторождения в щелочных комплексах.

А.II.2. Урановосные жилы и жильные системы. Жильные урановые месторождения в гранитах и породах их экзоконтактов.

А.II.3. Штокверковые молибден-урановые. Штокверковые и жильные молибден-урановые месторождения в областях континентального вулканизма.

А.II.4. Метасоматические апатит-урановые. Метасоматические, штокверковые и жильные апатит-урановые месторождения в областях континентального вулканизма.

А.II.5. Жильные молибден-урановые в разломах фундамента. Жильные золото- и флюоритсодержащие молибден-урановые месторождения в зонах глубинных разломов, вмещающих тела субщелочных гранитоидов.

Б. Экзогенные

Б.I. Седиментационно-диагенетические

Б.I.1. Стратиформные урановые в песчаниках чехла. Урановые месторождения в отложениях платформенного чехла, содержащих органическое вещество.

Б.I.2. Урановосные костные брекчии в осадках чехла. Редкоземельные фосфат-урановые месторождения костных брекчий в отложениях платформенного чехла.

Б.II. Инфильтрационные

Б.II.1. Ролловые урановые и полиметальные в песчаниках чехла. Ролловые селен-урановые и ванадий-урановые месторождения (с молибденом, скандием, иттрием, рением) в рыхлых отложениях предгорных и межгорных впадин.

Б.II.2. Урановосные калькреты. Урановосные современные калькреты, гипскреты и другие отложения временных водных потоков.

В. Метаморфические

В.I. Метаморфогенные

В.I.1. Урановосные альбититы в разломах фундамента. Метасоматические штокверковые урановые месторождения в альбититах зон древних глубинных разломов.

В.II. Метаморфизованные

В.II.1. Древние металлоносные конгломераты. Золото-урановые, торий-урановые и редкоземельно-урановые древние россыпи.

В.II.2. Урановосные древние песчаники. Седиментационно-диагенетические стратиформные урановые месторождения в раннепротерозойских песчаниках и сланцах с органическим веществом.

Г. Полигенные

Г.0.1. Полиметальные в зонах древних несогласий. Штокверковые и жильные полиметальные (с Cu, Ni, Co, Ag, Au) урановые месторождения прожилково-вкрапленных руд в зонах древних несогласий.

Г.0.2. Урановые в черных сланцах. Штокверковые и жильные урановые месторождения в черных сланцах.

Различные промышленные типы месторождений «поставляют» неодинаковое количество урана. Поэтому представляет интерес изменение добычи урана из руд месторождений различных типов за 40-летний период существования атомной промышленности. На начальном этапе (1942—1950 гг.) основная часть урана производилась из руд магматогенных гидротермальных месторождений. Позднее в период бурного роста добычи урана (1951—1960 гг.) главная часть концентратов (более 75%) производилась из руд экзогенных месторождений: инфильтрационных — плато Колорадо (США) и древних россыпей — Au-U конгломераты Витватерсранд (ЮАР), Эллиот-Лейк (Канада). Магматогенные месторождения на этом этапе играли незначительную роль (рис. 11).

В период спада добычи урановых руд (60-е гг.) за рубежом практически не было открыто ни одного крупного уранового месторождения. Вся урановая промышленность базировалась на известных экзогенных месторождениях США, Канады и ЮАР. Доля добычи урана из гидротермальных месторождений стала еще меньше (15%).

Начиная с конца 60-х и в 70-е гг. в связи с потребностями атомной энергетики в сырье, вызвавшими рост цен на уран, резко усилились

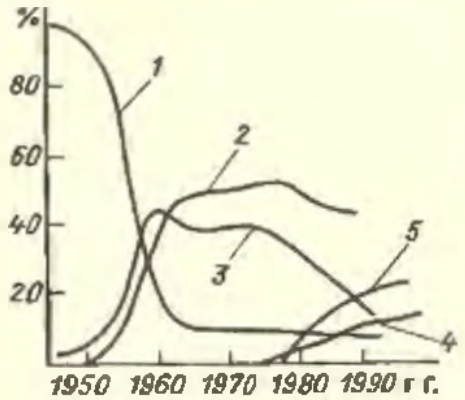


Рис. 11. Динамика добычи урана из месторождений различного типа (для капиталистических и развивающихся стран).

Типы месторождений: 1 — гидротермальные жильные, 2 — инфильтрационные в песчаниках, 3 — уран-золотоносные конгломераты, 4 — урановые аляскит-пегматиты; 5 — тип «несогласия»

поисковые работы. За короткий срок в разных странах были выявлены и разведаны новые месторождения (более 100), изменившие уже к концу 70-х гг. распределение запасов по типам месторождений, а в 80-х гг. и производства урана по этим типам.

Среди эксплуатирующихся за рубежом в настоящее время месторождений по качеству руд, средней величине запасов и горно-техническим условиям разработки ведущее место принадлежит полигенным месторождениям «в зонах несогласия» и инфильтрационным в калькретах. Сохраняют ведущую роль экзогенные месторождения в песчаниках, а также магматогенные гидротермальные жильные и штокверковые месторождения. С освоением урановосных альбититов Бразилии (Итатая и др.), несомненно, возрастет роль месторождений прожилково-вкрапленных урановых и апатит-урановых руд. Такое распределение основных источников получения урана, по-видимому, сохранится до конца текущего столетия, так как начиная со второй половины 80-х гг. и до 2000 г. будут осваиваться, в основном, открытые и разведанные ранее крупные объекты [28, 77—80].

3. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эндогенная группа

Позднемагматические месторождения. Эти месторождения связаны с пегматитами и пегматоидными образованиями кислых и щелочных магм, располагаются в дифференцированных интрузивах ультращелочных пород и карбонатитах. В них сосредоточены значительные запасы урана (сотни тысяч тонн), но при «убогом» содержании — первые сотые процента.

Для большинства месторождений, особенно щелочных пород и карбонатитов, типичен сложный вещественный состав руд, с концентрацией урана в тантало-ниобатах, редкоземельных силикатах (стенструпин) и фосфатах, а также в цирконий-силикатах (ловенит, циркон, эвдиалит, розенбушит). Руды такого состава требуют сложных схем переработки, характеризуются повышенными удельными затратами и соответственно имеют низкую конкурентоспособность. Промышленное

значение руды приобретают в особо благоприятных экономических условиях, с учетом попутного извлечения других полезных ископаемых.

Позднемагматические месторождения урана относительно редки. Наиболее крупные из них имеют протерозойский возраст. Только урановосные аляскиты Россинга и щелочной массив Посус-ди-Калдас образованы соответственно в раннем палеозое и в позднем мелу [28, 77, 78]. Их образование связывается с дейтероорогенной магматической деятельностью, следующей со значительным временным перерывом после стабилизации регионов. Уникальность позднемагматических месторождений урана, относительная их редкость, низкое качество руд и сложная технология переработки не позволяют рассматривать этот тип месторождений в качестве перспективного.

В настоящее время наибольшее промышленное значение имеет месторождение Россинг (Намибия). Это месторождение представляет собой «урановосный аляскитовый купол» раннепалеозойских пегматоидных пород, инъецирующих гнейсы, сланцы и мраморы позднего докембрия. Аляскиты образуют сложные крутопадающие тела, сложенные кварцем и микроклином с небольшим количеством биотита. Структура пород — пегматитовая. Урановосные аляскиты имеют розовый цвет и образуют две зоны, вытянутые согласно простиранию вмещающих пород. Предполагается, что они возникли в результате анатексиса алюмосиликатных метаосадков и связаны на глубине с невскрытым гранитным массивом [28, 77].

Уран в рудных зонах распределен неравномерно. Среднее содержание составляет 0,03—0,06%. Разрабатываются руды двух типов: первичные, представленные аляскитами с тонкой (до 0,1 мм) вкрапленностью уранинита (преобладает), бетафита и браниерита, и вторичные, представленные выветрелыми аляскитами и минералами шестивалентного урана. На флангах месторождения, в четвертичных отложениях, имеются также переотложенные экзогенные концентрации урана.

Месторождение разрабатывается открытым способом, практически без вскрыши, имеет особо благоприятные горно-технические условия. Действующее предприятие является крупным, с годовой добычей урана 2,0—3,0 тыс. т.

Позднемагматические месторождения Илимауссак (о. Гренландия), Шарлебуа (Канада) не разрабатываются, а некоторые месторождения района Посус-ди-Калдас (Бразилия) и Палабора (ЮАР) поставляют лишь небольшое количество урана, получаемого попутно при добыче циркониевых (Бразилия) и медных (ЮАР) руд.

Гидротермальные месторождения. К ним принято относить месторождения, сформированные восходящими горячими водными растворами, возникшими в процессе остывания магматических расплавов на глубине. Однако для большинства урановых месторождений, как правило, не удается установить генетическую связь рудообразующих растворов со становлением конкретных магматических тел, хотя возрастная близость урановой минерализации к самым поздним проявлениям магматических процессов выявлена во многих урановых

провинциях мира. На этом основании предполагается магматическая природа рудообразующих флюидов [14]. Однако существуют концепции, согласно которым некоторые урановые месторождения, включая и жильные, связываются с деятельностью метеорных вод, нагретых за счет тепловых потоков, связанных с интрузивной и вулканической деятельностью [28].

Основными критериями принадлежности к магматогенным гидротермальным месторождениям принято считать такие скопления урановых минералов, для которых свойственны:

1) устойчивые пространственно-временные связи с характерными комплексами магматических пород, сформировавшимися в определенных геотектонических условиях;

2) сопровождение рудных скоплений характерными изменениями вмещающих пород в совокупности позволяющими расшифровать взаимодействие рудообразующих растворов с вмещающими породами и на научной основе разработать современные модели процессов накопления в магматическом очаге и отделения рудных флюидов при его остывании, переноса и отложения рудных компонентов на геохимических барьерах;

3) изотопный состав рудных и сопутствующих компонентов, химизм газово-жидких включений в минералах, позволяющие интерпретировать эндогенную природу рудообразующих растворов.

Гидротермальные месторождения урана отличаются по составу руд и широко распространены в орогенных областях: в срединных массивах фанерозойских складчатых систем и особенно в поясах мезокайнозойского дейтероорогенеза, сопровождавшегося интенсивной магматической деятельностью.

Их характеристике посвящено много работ [11, 14, 20, 24, 26, 28, 36, 51], поэтому здесь рассматриваются лишь наиболее значительные месторождения, которые являются важным источником урана сегодня, или могут в ближайшем будущем вводиться в эксплуатацию. Это:

1) полиметальные, редкометальные и редкоземельно-урановые в щелочных массивах;

2) уранносные жилы и жильные системы браннеритовых (с Mo и Au) руд в разломах фундамента;

3) штокверковые молибден-урановые;

4) метасоматические апатит-урановые;

5) урановые жильные.

Полиметальные — редкометальные и редкоземельно-урановые месторождения в щелочных массивах выявлены в последние годы в Бразилии. Наиболее значительные из них располагаются в щелочных метасоматитах (альбититах) известного рудного района Посуси-Калдас, где основным источником урана являются весьма специфичные руды «калдазиты».

На рис. 12 показана схема геологического строения этого района и характерное положение месторождений в своеобразной кальдерной структуре.

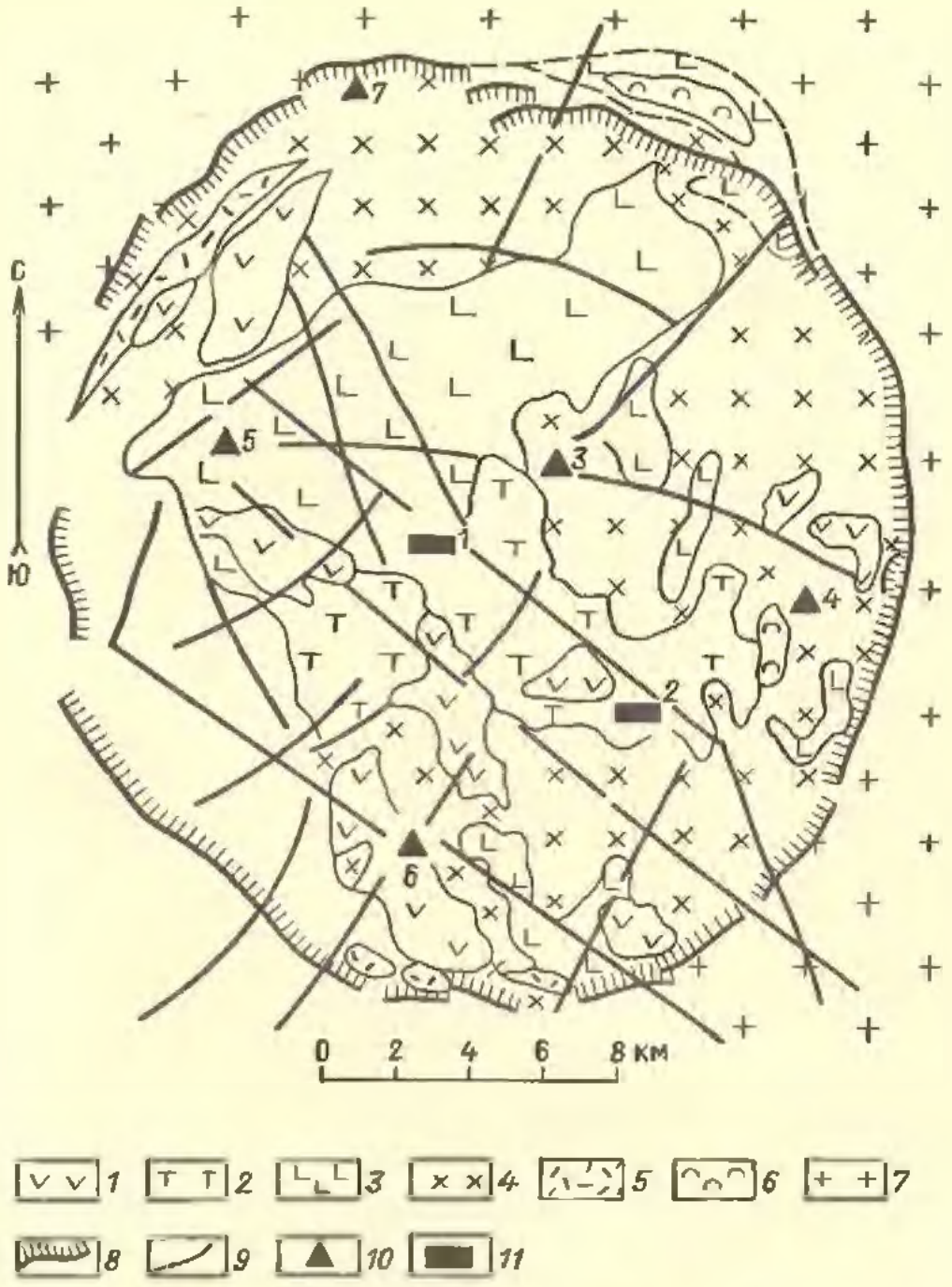


Рис. 12. Схематическая геологическая карта массива Посус-ди-Кандас (Бразилия):

1 — фонолиты; *2* — щелочные казиевые породы; *3* — фойяиты; *4* — тингуаиты; *5* — туфы и пирокласты; *6* — пуаириты и хибиниты; *7* — гнейсы; *8* — тингуаитовая кольцевая дайка; *9* — разломы; месторождения урана: *10* — кальцитовые, *11* — уран-молибденовые

Урановосные жилы и жильные браниеритовые (с Mo и Au) месторождения сопровождаются присущими только для них урановосными гумбеитами. Эти своеобразные метасоматиты представляют собой особый, распространенный ограниченно, тип околорудных образований. Для них характерно превращение исходных пород в существенно ортоклазовые, с примесью карбоната, кварца и пирита. Проявления гумбеитовой формации урановосных метасоматитов свя-

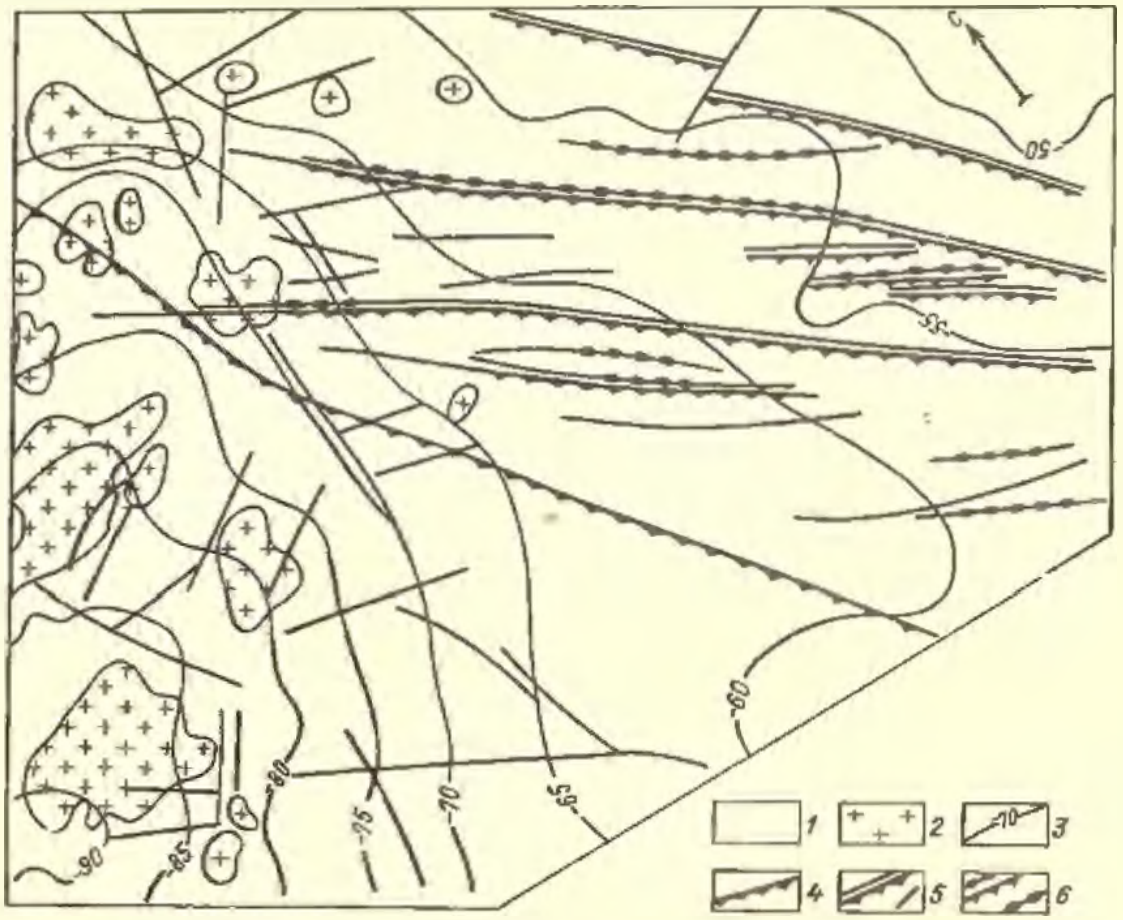


Рис. 13. Структурная схема района развития месторождений гумбеитовой формации:

1 — гранитогнейсы архея; *2* — щелочные интрузии верхнеюрского возраста; *3* — изолинии силы тяжести; *4* — разломы протерозойского заложения; *5* — то же подновленные в мезозое; *6* — участки развития уранового оруденения

заны с щелочным субвулканическим магматизмом. Процесс гумбеитизации сводится к привносу в исходные породы калия, углекислоты и серы и выносу из них натрия и кремнезема щелочными растворами.

Рассматриваемые месторождения расположены в пределах активизированного в мезозое выступа основания древней платформы. Дейтерооорогенные структуры активизации представлены горстами и грабенами, заполненными юрской угленосной молассой. В пределах горстов интенсивно проявился субвулканический щелочной (интрузивный) магматизм. Урановорудный район приурочен к горстовому поднятию сложенному ультраметаморфическими комплексами архея. Зона поднятия насыщена многочисленными телами щелочных (комагматических) пород, состав которых варьирует от щелочноземельных до щелочных (калиевого и натриевого рядов). Их возраст датируется от 160 до 110 млн. лет.

Структурную схему района (рис. 13) определяет ряд крупных разломов раннепротерозойского заложения, представленных мощными «швами» бластомилонитов и бластокатаклазитов. В дейтерооорогенный мезозойский этап древние разломы обновились с образованием зон

Рис. 14. Проекция на продольную вертикальную плоскость одного из месторождений района, показанного на рис. 13:

1—2 — урановые руды (*1* — рядовые, *2* — богатые); *3—4* — сопутствующая минерализация (*3* — золоторудная, *4* — молибденовая); *5* — пострудные разломы

катаклаза и брекчирования по ранним тектонитам. Одновременно заложились новые нарушения, наследующие древний структурный план. В целом, подновленные и вновь заложенные разрывы образуют крупную систему разломов, в которой рудоносные тектонические трещины развиваются в блоке, ограниченном основными древними тектоническими разломами.

Гипабиссальные, субвулканические интрузивы мезозойского комплекса выходят на поверхность лишь на отдельных участках горста. Однако, по данным гравиметрии, на глубине они сливаются в единый линейный плутон, приуроченный к разломам.

Урановое оруденение локализуется в подновленных и новообразованных разрывах внутри единой системы. Первая стадия минералообразования протекала после внедрения щелочных интрузий калиевого ряда и выражалась в мощном проявлении калиевого щелочного метасоматоза с образованием зон калишпат-карбонат-пиритовых метасоматитов, содержащих вкрапленность браннерита. Во вторую стадию происходило дробление метасоматитов с образованием брекчиевых швов, цемент которых слагает браннерит второй генерации. Процесс рудообразования завершался формированием жил и прожилков кварца с сульфидами, баритом и флюоритом.

Браннерит на месторождениях — единственный первичный урановый минерал. Он сильно гидратирован (содержание воды до 7%) и практически не содержит тория и редких земель. Урановая минерализация сопровождается молибденитом и золотом, содержащимся в пирите гумбеитов. Характерна чрезвычайная устойчивость распространения урановой минерализации на значительные расстояния по простиранию и падению. В то же время в распространении золота и молибдена наблюдается зональность. Содержание золота возрастает при приближении к контактам магматических щелочных пород, а содержание молибдена — по мере удаления от контактов. На максимальном удалении от них появляются чисто молибденовые, безурановые рудные концентрации (рис. 14).

Штокверковые молибден-урановые месторождения характерны для орогенных областей с хорошо проявленными континентальными вулканитами, субвулканическими и гипабиссальными интрузивами,

преимущественно андезит-липаритовых и диорит-гранитных комплексов повышенной щелочности.

Они сопровождаются специфическими околорудными метасоматитами: березитами, аргиллизитами и эйситами.

Березиты представляют собой формацию гидротермальных метасоматитов, отвечающих преобразованию исходных пород в кварц-серицитовый агрегат с пиритом, иногда анкеритом. При березитизации происходит выщелачивание с выносом натрия, кремнезема и серы. Конечные продукты березитизации любых пород близки по составу и отличаются лишь соотношением компонентов и количеством карбоната (анкерита), возрастающим для основных разностей. Березитизация — типичный процесс околорудных изменений на свинцово-цинковых, золоторудных и флюоритовых месторождениях. Для урановых — он менее характерен. Однако в некоторых урановых провинциях срединных массивов встречаются молибден-урановые месторождения с березитовым типом изменения.

Под эйситами принято понимать низкотемпературные гидротермальные метасоматиты натрово-щелочного типа [44]. При эйситизации происходит преобразование исходных пород в существенно альбитовые с примесью кварца, карбоната и хлорита. Для эйситизированных пород характерны также розовато-красная окраска, обусловленная появлением в светлых минералах пылевидных гематитовых частиц. В зависимости от состава первичных пород, эйситизация может проходить по-разному. Так, воздействие «эйситизирующих» растворов на кремнистые сланцы и кварциты вызывает лишь их перекристаллизацию и покраснение; на известняки — мраморизацию и апатитизацию.

При эйситизации существенно полевошпатовых пород главным новообразованием является альбит. Процесс эйситизации связан с воздействием на породы гидрокарбонат-натровых растворов. Эйситовый тип околорудных изменений отмечается на молибден-урановых, собственно урановых и фосфор-урановых гидротермальных месторождениях.

Аргиллизиты — распространенный тип околорудных метасоматитов рассматриваемых урановых месторождений. Аргиллизация проявляется в замещении первичных пород кварц-каолинит-гидрослюдистым агрегатом, иногда с хлоритом и карбонатом. Макроскопическим признаком аргиллизации служит осветление (обеление) пород. Аргиллизация в целом рассматривается, как умеренно кислотный процесс, идущий с постепенным повышением щелочности. Этот процесс известен и на месторождениях других полезных ископаемых (полиметаллов, золота и др.).

Аргиллизитовый тип изменений характерен для некоторых полигенных урановых месторождений, а также для экзогенных инфильтрационных месторождений (восстановительной направленности). Изменения близкие к околорудной аргиллизации, проявляются при воздействии на породы вулканических сольфатарно-фумарольных процессов, не связанных с каким-либо рудообразованием.

Аргиллизация — это воздействие на породы умеренно нагретых, химически активных (слабо щелочных) растворов различной природы. При этом характерные признаки гидротермальной аргиллитизации, сопровождающей урановое рудообразование, пока четко не установлены.

Одна из провинций развития месторождений аргиллизитовой формации располагается в пределах дейтероорогенного пояса, наложенного на древний срединный массив. Урановоспая вулканотектоническая структура формировалась в три стадии:

ранняя — с внедрением в сводовых частях куполов гипабиссальных гранитов и заложением в периферических частях рифтовых впадин (160—150 млн. лет);

средняя — с возникновением разнообразных вулканотектонических депрессий, кальдер и вулканокупольных структур, при составе вулканитов, эволюционирующем от андезитобазальтов к дацитам и липаритам (150—140 млн. лет);

поздняя — с формированием наложенных линейных угленосных впадин и излиянием базальтов (125—110 млн. лет).

Для месторождений в аргиллизитах характерны геологические обстановки широкого проявления субщелочного континентального вулканизма, их приуроченность к вулканическим кальдерам, возникшим в сводовой части локальных купольных поднятий.

Так приведенная на рис. 15 урановоспая кальдера ограничена системой дугообразных и полигональных разломов и пересечена многочисленными прямолинейными продольными и поперечными разрывами. Фундамент и обрамление кальдеры сложены преимущественно гранитоидами палеозоя, содержащими крупные ксенолитоподобные блоки метаморфизованных допалеозойских образований (кристаллических сланцев, мраморизованных известняков).

Вулканогенно-осадочный комплекс, заполняющий кальдеру, разделяется на две основные толщи — нижнюю, представленную базальтами, андезитами и дацитами с прослоями конгломератов и туфов, и верхнюю, сложенную преимущественно кислыми вулканогенными образованиями (липаритами, фельзитами и их туфами), туфопесчаниками и конгломератами. Вулканические отложения прорваны породами жерловых и субвулканических фаций (сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, липаритами).

Положение урановых месторождений в пределах кальдеры в основном определяется узлами сочленения разноориентированных систем прямолинейных тектонических нарушений. Последние в основном являются сбросо-сдвигами с различной амплитудой перемещений и представлены зонами брекчирования и повышенной трещиноватости. Краевые разломы кальдеры представлены «многоцоколными» ступенчатыми сбросами. Уранового оруденения они не несут.

Большинство месторождений тяготеет к центральной части кальдеры, образуя на пересечении систем разрывных нарушений рудные узлы. Ряд обособленных рудных узлов отмечается и в периферических частях кальдеры.

В пределах месторождений урановое оруденение располагается во всех породах фундамента и кальдеры. При этом обнаруживается

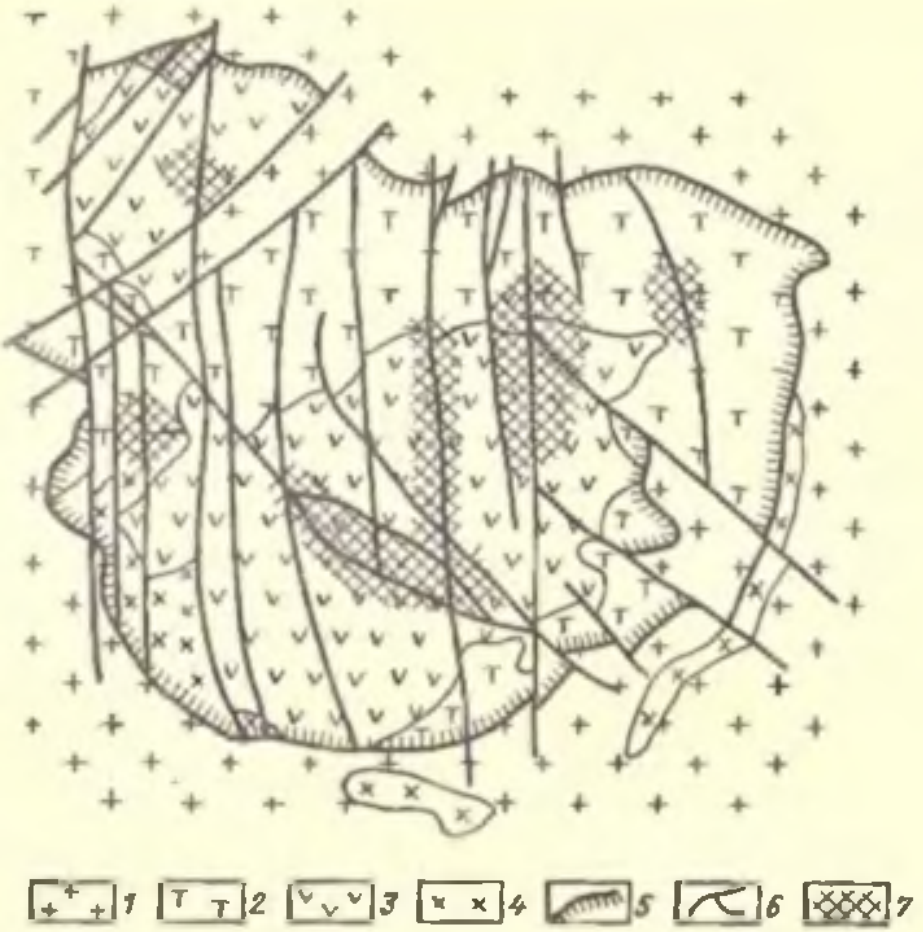


Рис. 15. Схематизированный план района развития урановых месторождений аргиллизитовой формации.

1 — граниты тылеозов (кристаллический фундамент). *2—4* — верхнеюрские вулканиты (*2* — нижняя базальт-дацитовая пачка; *3* — верхняя фельзитовая пачка; *4* — породы жерловых фаций); *5* — кольцевые разломы вулканической кальдеры; *6* — секущие разломы; *7* — узлы локализации месторождений

преимущественное развитие руд на стратиграфических уровнях, отвечающих погребенной поверхности фундамента, горизонту трахидацитов в средней части нижней (основной) вулканогенно-осадочной и подошве верхней (липаритовой) вулканогенно-осадочной толщ.

Рудные тела представляют собой преимущественно сложные штокверки, морфология которых определяется сочетанием крутопадающих сбрососдвиговых тектонических швов и пологих срывов контактов различных пород, как правило, сопровождаемых зонами внутрипластовых послойных трещин. Для верхнего уровня (подошвы липаритовой толщи) характерны сложные, уплощенные штокверки с незначительной вертикальной протяженностью. В межпластовых срывах и пластах туфогенно-осадочных пород, содержащих обугленную органику, нередко наблюдается «растекание» оруденения в стороны от крутопадающих швов, с образованием залежей субпластовой формы. В дацитах и базальтах рудные тела обычно имеют форму жил или сложных линейных жильно-штокверковых залежей. В фундаменте

развиты сужающиеся книзу линейные штокверки, значительной вертикальной протяженности. В пределах отдельных месторождений, как правило, преобладают руды развитые на одном, реже на двух из отмеченных уровней по вертикали.

Руды сопровождаются широким ореолом гидрослюдистых изменений вмещающих пород. Основной урановый минерал — настуран. Отмечаются также урановые черни и коффинит. В приповерхностных частях месторождений развиваются вторичные силикаты и фосфаты шестивалентного урана. Молибденовая минерализация представлена иордизитом. Проявление молибдена неравномерное. Встречаются как молибден-урановые, так и безмолибденовые урановые руды, а также обособленные концентрации молибдена. Характерным спутником урана оказывается флюорит. Часть флюорита (темноокрашенного) тесно ассоциирует с урановыми минералами и является близкоодновременной. Однако количественно преобладает поздний (светлоокрашенный) флюорит, образующий кварц-флюоритовые жилы, пересекающие урановосные образования или чаще пространственно разобщенные с ними.

Штокверково-метасоматические месторождения с аргиллитизитовым типом изменения вмещающих пород, приуроченные к вулканотектоническим структурам, в СССР распространены достаточно широко. В других странах они выявлены лишь в последние годы и пока слабо изучены. Преимущественное развитие оруденения на определенных структурно-стратиграфических уровнях, которые могут быть не вскрыты или почти не вскрыты эрозией, затрудняет оценку подобных объектов по выходам, без применения больших объемов горно-буровых работ.

За рубежом наиболее изученный объект этого типа — месторождение Морисвейл (шт. Юта, США). Оно представлено серией жилообразных и сложных штокверковых флюоритсодержащих настуран-молибденовых залежей в липаритовых агломератах (19 млн. лет) и более древних гранитах и монцонитах (23—21 млн. лет), образующих вулканоплутоническую купольную структуру. Возраст оруденения оценивается в 18—19 млн. лет. Месторождение отработано и его запасы оценивались — около 10 тыс. т урана.

Многочисленные проявления урановой минерализации известны также в вулканических структурах преимущественно третичного возраста, в районах Мак-Дермот (шт. Невада, США), Макусани (Перу), Лос-Фрайлес (Боливия), Сан-Маркос (Мексика) и др. в американской части Тихоокеанского складчатого пояса. Наиболее крупным в настоящее время является месторождение Котахе (Лос-Фрайлес), образующее штокверковую залежь в тектонически нарушенных и интенсивно аргиллитизированных риолитовых туфах [28, 78].

Молибден-урановые месторождения в эйситах и в березитах широко развиты в срединных массивах. Они чаще всего пространственно обособлены и располагаются в разных структурах, возникших в орогенных условиях.

В урановых провинциях Урало-Монгольского пояса месторождения в эйситах и березитах локализуются в обрамлении срединных массивов и частично внутри них. Главными структурными элементами массивов являются выступы древнего гранитизированного фундамента и синклинории, заполненные раннепалеозойскими отложениями. Поднятые блоки и синклинории разделены разломами глубокого заложения. Выступы докембрия образуют гранитогнейсовые купола, возникшие в результате нескольких последовательных процессов гранитизации.

Урановые месторождения располагаются группами в структурных узлах, тяготеющих к участкам пересечения и сопряжения межблоковых разломов. В большинстве рудных узлов развиты месторождения с эйситовым типом изменения вмещающих пород. Среди них по составу выделяются фосфор-урановые и молибден-урановые. Некоторые из них локализуются в экзоконтактах гипабиссальных массивов лейкократовых гранитов или в прибортовых частях орогенных впадин, заполненных молассоидными отложениями. Вмещающими оруденение породами являются сланцы, песчаники, известняки, порфириты и кварциты кембрия-ордовика, молассоидные песчаники и конгломераты девона, реже докембрийские гнейсы и граниты.

Форма рудных тел весьма разнообразна. Встречаются жило- и линзообразные залежи, контролируемые линейными трещинными структурами и штокообразные залежи, контролируемые узлами сопряжения линейных структур или своеобразными структурами трубок взрыва (рис. 16). Руды уран-молибденовых месторождений в березитах имеют настуран-коффинит-иордизитовый состав.

Апатит-урановые месторождения представлены рудами, в которых основным урановым минералом оказывается урансодержащий фторапатит (коллофан) с коффинитом, гидроторитом и гидроцирконом. Низкофосфористые руды имеют настуран-коффинитовый состав и содержат апатит.

Месторождение апатитовых руд, показанное на рис. 17 имеет жилообразную форму. Главная залежь его располагается в известняках субсогласно. На ранних стадиях изучения, до вскрытия оперяющих секущих тел, ряд исследователей считали это месторождение синтенетическим осадочным (пласт урановосных фосфоритов). Последующая разведка и эксплуатация изменили эти представления.

Штокверково-метасоматические урановые и молибден-урановые месторождения в эйситах известны в срединных массивах герцинид Европы: Рожна-Олоши, Витков, Задний Ходов и др. (ЧССР); районов Ватен, Отэн-Морван, Лимузен и др. (Франция) [28, 65]. Наиболее древние месторождения этого типа (с возрастом около 1800 млн. лет) известны в районе Бивердодж в Канаде (Эйс, Фей, Гуннар и др.). В локализации этих месторождений во всех провинциях проявляются общие черты. Они обычно располагаются по периферии гранитогнейсовых куполов, в зонах их контакта с перекрывающими геосинклинальными комплексами, где развиты наиболее поздние гранитные тела. Положение месторождений определяется узлами сопряжения крупных

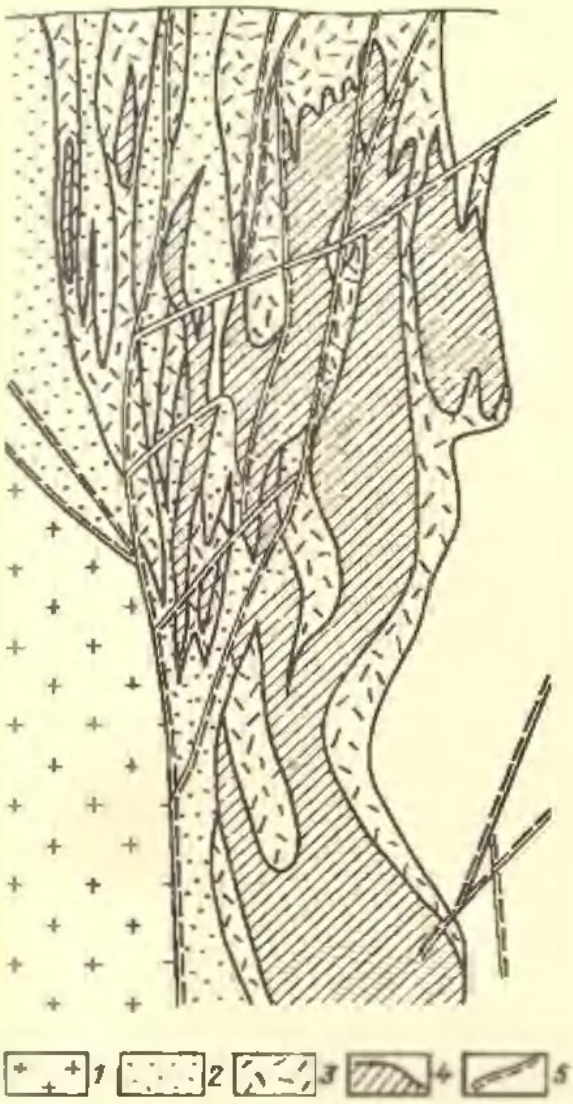


Рис. 16. Геологический разрез уранового месторождения эйситовой формации, локализованного в трубке взрыва:

1 — граниты; *2* — брекчии; *3* — брекчированные породы; *4* — урановые руды; *5* — разломы

Рис. 17. Геологический разрез жильного месторождения уран-фосфорных руд:

1 — порфириты; *2* — известняки; *3* — граниты; *4* — сланцы; *5* — апатит-урановые рудные тела

разрывов, а отдельных залежей — участками их расщепления, сочленения оперяющих трещин и других структурных ловушек. Характерным признаком является интенсивное проявление эйситов, описываемых в зарубежной литературе как «альбитизация» и «эписиенитизация» пород, сопровождающаяся их покраснением за счет развития тонкораспыленного гематита.

Урановые жильные месторождения представляют собой серии сближенных карбонатных, реже кварцевых настурансодержащих жил, сопровождаемых прожилками или массивными гнездообразными скоплениями урановых минералов (в основном — настурана, иногда с коффинитом или антраксолитом). Урановорудные жилы нередко встречаются и на месторождениях штокверково-метасоматического типа, представляя небольшие обособленные рудные тела, сопряженные с осиовными залежами прожилково-вкрапленных руд. Однако здесь они играют резко подчиненную роль. В зарубежной литературе между штокверково-метасоматическими и собственно жильными урановыми месторождениями не делается различия и термин «жильные» употребляется как синоним «гидротермальные».

Однако для некоторых урановых провинций весьма характерны обособленные поля собственно урановорудных жил, располагающиеся в специфической геологической обстановке [14, 65]. Руды таких месторождений, как правило, являются богатыми и контрастными, что облегчает их забойную радиометрическую сортировку и последующее обогащение. Отдельные жилы невелики по массе руды, но жильные поля могут содержать значительные суммарные запасы урана. Распределение урановых минералов в жильной массе характеризуется, как весьма и крайне неравномерное. Выделение в пределах жил обогащенных ураном участков практически возможно только в процессе нарезки блоков и даже очистной выемки, что определяет специфику разведочных работ.

Кроме урановых минералов, в жильной массе могут присутствовать сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит и др.), арсениды (никелин, раммельсбергит, шмальтин, хлоантит и др.), иногда селениды, минералы серебра, висмута и др. На ранних этапах развития урановой геологии, наличие арсенидов никеля — кобальта, минералов серебра и висмута рассматривалось как типичная черта урановорудных жил и служило основанием для выделения их в самостоятельную так называемую «пятиметальную» формацию (уран — никель — кобальт — висмут — серебро). Впоследствии было установлено, что образование этой ассоциации минералов происходит в позднюю стадию, после образования основной массы урановых руд и этот термин был исключен из употребления.

Доминирующей эпохой формирования урановорудных жильных месторождений является герцинская. Главными урановыми провинциями, где они развиты — срединные массивы герцинид Европы: Чешский, Центрально-Французский, Арморикапский и Испанская Мезета. В других районах мира аналогичные жильные урановые месторождения единичны. К ним относятся месторождения Эльдорадо (район Порт-Радий) в Канаде и Шварцвальдер (район Фронт-Рейндж) в США. Перспективы обнаружения новых крупных урановых месторождений жильного типа определяются прежде всего возможностью их проявления в срединных массивах мезозоид Азии, остающихся слабо изученными.

Классическим примером района с жильными урановыми месторождениями служит *Чешский массив*. Характерной его чертой является приуроченность жильных полей к сравнительно узкой экзоконтактовой полосе позднегерцинских гранитов, внедрявшихся в осадочные и метаморфические породы верхнего протерозоя — кембрия. Здесь отчетливо проявлен литологический контроль оруденения. Жилы содержат урановую минерализацию только на участках пересечения осадочных и метаосадочных пород, а при переходе в граниты повсеместно становятся полностью безрудными. На многих месторождениях проявлена зависимость урановой «продуктивности» жил от состава вмещающих пород. Наибольшие концентрации урана сосредоточены на участках жил, где они пересекают амфиболиты, микроскарны,

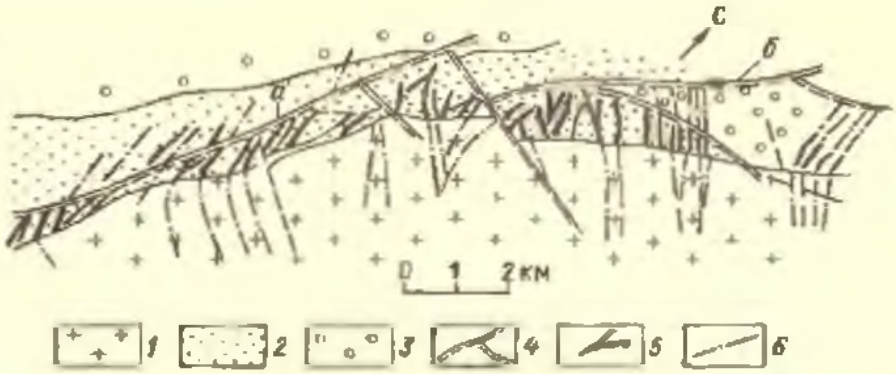


Рис. 18. Структурно-геологическая схема месторождения Пшибрам. *По [65] с упрощениями:*

1 — гранитоиды Среднечешского массива, *2* — породы постсилиритовой серии, аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, *3* — кембрийские отложения, *4* — основные разломы (*а* — Дедовский, *б* — Дубенецкий), *5* — гидротермальные жилы с урановой минерализацией, *6* — то же без урановой минерализации

биотит-флогопитовые углеродистые и пиритизированные сланцы, алевролиты и песчаники. На участках пересечения кварц-мусковитовых сланцев, кварцитов и конгломератов те же жилы становятся низкопродуктивными или безрудными. Такая локализация урановых руд связывается с благоприятным влиянием на рудоотложение восстановителей (органических остатков, двухвалентного железа), содержащихся во вмещающих породах.

Одним из наиболее крупных и хорошо изученных месторождений жильного типа является *жильное поле Пшибрам* в ЧССР [65]. Урановорудные жилы локализованы здесь в относительно узкой полосе экзоконтакта гранитного массива, внедрившегося в слоистую толщу протерозоя, смятую в крупную антиклиналь. Ее ось параллельна контакту массива. Поверхность контакта наклонена в сторону массива гранитов и в связи с этим благоприятная для оруденения полоса сланцев экзоконтактовой зоны, при ограниченной площади выхода на поверхность, с глубиной приобретает весьма значительную ширину (рис. 18).

Жилы имеют поперечную и параллельную ориентировку по отношению к поверхности контакта массива. Их распространение в сторону экзоконтакта, в основном, ограничивается крупными разломами. Часть жил локализуется только в породах экзоконтакта, другая часть — является сквозными и прослеживается в граниты. В западной части поля — сквозные жилы на контакте изменяют свое простирание. Однако в центральной и восточной частях этого не наблюдается. Распределение жил в пределах поля неравномерное. Они образуют несколько узлов, в пределах которых жилы разных направлений сближены и нередко сочленяются друг с другом.

Рудные жилы представляют собой сложные тела, состоящие из одной или нескольких сближенных минерализованных трещин в единой полосе раздробленных и гидротермально измененных пород. Размер жил различен. Крупные жилы имеют протяженность по простиранию и падению 500—1000 м, при мощности 5—100 см, достигая 8—12 м в

раздувах; мелкие — первые сотни метров, при мощности 1—50 см. Они различаются по составу. Выделяются три типа: сидерит и кальцит-сульфидные, кальцит-настурановые и настуран-антраксолитовые. Соотношение указанных минеральных комплексов различно для жил разных направлений и изменяется по их простиранию и с глубиной. Характер распределения урановых руд в плоскости жил сложный, гнездообразный. Предварительное их оконтуривание невозможно и выемке подлежит вся жильная масса, с широким применением забойной сортировки.

Следует отметить, что жильные месторождения Французского и Арморикапского массивов не обнаруживают приуроченности к экзоконтактам гранитных тел и нередко локализуются в самих гранитах. Здесь не отмечается и крупных жильных полей, подобных Пшибрамскому. Жильные системы скорее образуют линейные штокверки прожилково-вкрапленных руд; они отличаются и по составу руд. Здесь преобладает кварц-флюорит-настурановая ассоциация. Жильные месторождения Европы известны с прошлого столетия и к настоящему времени большинство из них полностью или в значительной мере отработаны.

Экзогенная группа

Среди экзогенных промышленных месторождений урана выделяются два типа, сравнительно редко встречающиеся — седиментационно-диагенетические и широко распространенные — инфильтрационные.

Седиментационно-диагенетические месторождения известны в мезозойских песчаниках платформенного чехла, насыщенного растительными остатками (Лисбон-Вилли, США), в обогащенных органическим веществом черных сланцах раннего палеозоя и мезо-кайнозойских фосфоритах США и Северной Африки.

После появления наземной растительности сингенетические накопления урана в осадках морских бассейнов в фанерозое, не характерны. На континентах появились многочисленные восстановительные барьеры «перехватывающие» уран и препятствующие его сносу в морские бассейны [16, 42]. В нормальной обстановке морских бассейнов содержащийся в воде уран в осадки не переходит. Для его перевода в осадок необходимы резко восстановительные условия (сероводородное заражение) или захват осаждающимся фосфатным веществом [16]. По указанным причинам седиментационно-диагенетические месторождения урана с достаточной высокой его концентрацией не только редки, но и, как правило, характеризуются убогими рудами.

К промышленным седиментационно-диагенетическим объектам относятся урановые залежи фосфатизированного костного детрита ископаемых рыб в пиритоносных морских глинах платформенного чехла. Известные в СССР месторождения этого типа расположены в краевой части молодой платформы, в морских осадках неогена,

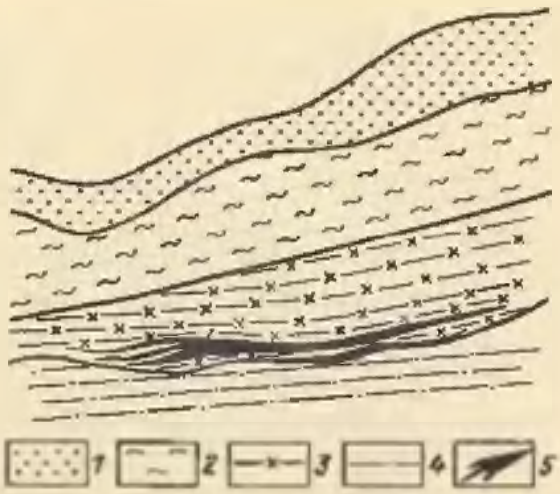


Рис. 19. Продольный разрез по месторождению фосфатизированного урароносного костного детрита. (Вертикальный масштаб увеличен в 50 раз):

1 — неоген-четвертичные отложения; 2, 4 — палеогеновые отложения (2 — верхняя пачка глины пиритистые, 3 — средняя пачка — глины пиритистые с костным детритом; 4 — нижняя пачка глины карбонатные), 5 — рудоносные слои глин, обогащенных костным детритом

представленных карбонатно-песчано-глинистыми фациями с признаками сероводородного заражения.

Пласты пиритоносных глин имеют мощность от первых метров до 230 м и развиты на значительной площади. Обогащенные костным детритом участки в глинах имеют в плане форму языков, тяготеющих к желобообразным врезам рельефа подстилающих отложений, вероятно, образовавшихся за счет подводных течений. По направлению в глубь бассейна обогащенные детритом слои расщепляются в разрезе и выклиниваются (рис. 19).

Костный детрит преимущественно мелкий (1—3 мм), несет следы окатанности. Содержание детрита в рудных пластах достигает 20—70%. Содержание P_2O_5 в детрите около 30%. Уран входит в решетку карбонатфторапатита костного детрита. Кроме урана, в фосфатном веществе присутствуют редкие земли. Пириты глин обогащены Co, Ni, Mo. Руды по содержанию урана убогие. Однако костный детрит легко отделяется от глин промывкой и образует концентрат, пригодный для гидрометаллургической переработки [16, 20, 26, 51].

Инфильтрационные месторождения принадлежат к трем основным типам, это: связанные с процессами пластового окисления, проявленными в проницаемых горизонтах песчано-глинистых толщ артезианских бассейнов наложенных межгорных и предгорных впадин; связанные с процессами грунтового окисления, развивающимися плащеобразно или по локальным структурам палеодолин и месторождения, связанные с эвапорационными процессами.

Ролловые урановые и полиметальные месторождения, связанные с процессами пластового окисления, представляют собой масштабные объекты и широко проявлены в мире. Рудные провинции, где развиты эти месторождения представляют собой активизированные окраины молодых платформ или орогенные области, в которых горстантиклинальные поднятия, сложенные древними урароносными кристаллическими комплексами, чередуются с грабен-синклинальными впадинами, заполненными осадочными отложениями. Определяющей их

чертой является наличие артезианских бассейнов с областями питания в пределах поднятий и направлением движения кислородсодержащих подземных вод в глубь впадин.

Воды этих бассейнов обычно обогащаются ураном, выщелачиваемым из кристаллических и осадочных комплексов и при движении по проницаемым горизонтам осадочных толщ. Они постепенно расходуют растворенный кислород на окисление содержащейся в осадках органики и минералов двухвалентного железа. На некотором расстоянии от области питания они теряют окислительный потенциал, что обусловливает смену геохимических условий с окислительных на восстановительные. В результате на фронте движения потока вод формируется зона пластового окисления, обычно четко фиксируемая по изменению первичной сероцветной окраски пород на желтую или красноцветную. Изменение окислительно-восстановительной обстановки вызывает сброс на барьере растворенных компонентов, в том числе и урана.

Предложены различные модели формирования рассматриваемых месторождений. В одних — источником урана считаются окисляющиеся породы области питания, в других — осадочные толщи или захороненные поровые воды бассейнов. Однако главным рудоконтролирующим фактором остается окислительно-восстановительный барьер, возникающий на фронте пластового окисления осадочных пород.

Фронты пластового окисления обычно имеют значительную протяженность, сложную извилистую форму и структуру, определяемую неодинаковой проницаемостью фильтрующих пород. Количество рудоносных горизонтов в разрезе зависит от числа обводненных проницаемых слоев. При наличии нескольких таких слоев в одном районе может сформироваться несколько фронтов, занимающих в плане различное положение, приближенно нормальное к общему направлению движения вод.

Залежи урановых руд в плане обычно имеют форму лент или четковидных скоплений вытянутых тел неправильной формы, повторяющих очертания фронта пластового окисления. В разрезе залежи нередко приобретают характерную серпообразную форму с относительно мощной «мешковой» частью в центральном слое проницаемого пласта и вытянутыми «крыльями», прижатыми к верхнему и нижнему водоупорам. Для залежей такой формы американские геологи предложили удачный термин «ролл» (от английского roll — катить), подчеркивающий подвижность таких образований за счет непрерывного растворения урана потоком подземных вод «в тылу» залежей и переотложения его на фронте.

Встречаются относительно простые роллы с явно выраженной «мешковой» частью и протяженными «крыльями», и сложные, разветвленные, расщепленные образования со слабо развитым одним или обеими «крыльями» (рис. 20). Особенности их морфологии, в основном, определяются фильтрационной неоднородностью рудовмещающих пластов. При наличии нескольких водоносных горизонтов оруденение может быть многоярусным [2, 13, 16, 33, 37].

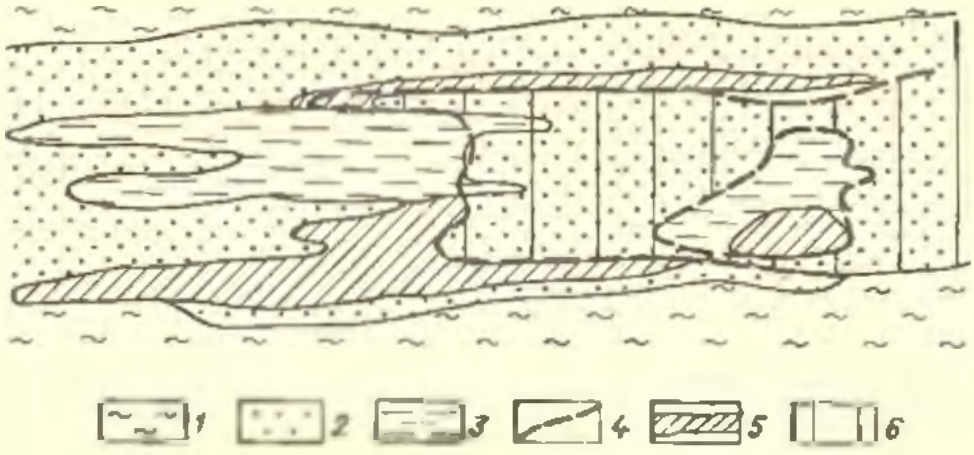


Рис. 20. Разрез залежи урановых руд на фронте пластового окисления. (Вертикальный масштаб увеличен в 10 раз):

1 — водоупорные породы подстилающего и перекрывающего горизонтов; *2—3* — породы фильтрующего горизонта (*2* — пески, *3* — глины); *4* — границы окисленных и неокисленных пород; *5* — урановое оруденение; *6* — зона окисления

Урановая минерализация представлена в основном урановыми чернями, тонкодисперсным настураном и коффинитом. На ряде месторождений урановая минерализация сопровождается селеном (самородный селен), ванадием (роскоэлит и др.), молибденом (иордизит). В распределении указанных элементов относительно фронта пластового окисления устанавливается определенная зональность. Так, селеновая минерализация несколько смещена в сторону окисленных пород, благодаря чему селеновые роллы оказываются как бы «вложенными» в урановые. Молибденовая минерализация, напротив, несколько смещена в сторону восстановленных пород, образуя опережающую урановый ролл молибденовую оболочку.

В простых гидродинамических условиях инфильтрационное урановое оруденение в зонах пластового окисления развивается исключительно на основном окислительном фронте. Однако в реальных условиях может наблюдаться прорыв (переток через нарушения сплошности водоупоров) урансодержащих пластовых вод из основного горизонта в вышележащие, не затронутые окислением. В этом случае в верхних горизонтах начинается формирование своих фронтов окисления, центробежно расходящихся от нарушений водоупоров и возникает урановое оруденение как бы опережающее основной фронт окисления в данном горизонте (рис. 21).

Последующие тектонические подвижки могут нарушать первичный гидрохимический режим и приводить к захоронению фронта окисления в восстановительных условиях. В результате происходит частичное или полное восстановление уже окисленных пород под действием глубинных агентов (углеводородных газов и др.). При наложении новых окисленных процессов на захороненные или частично восстановленные первичные фронты окисления, возникают вторичные рудные тела. В ряде случаев петрохимические особенности вмещающих пород, встречающихся на пути миграции пластовых вод, могут привести к

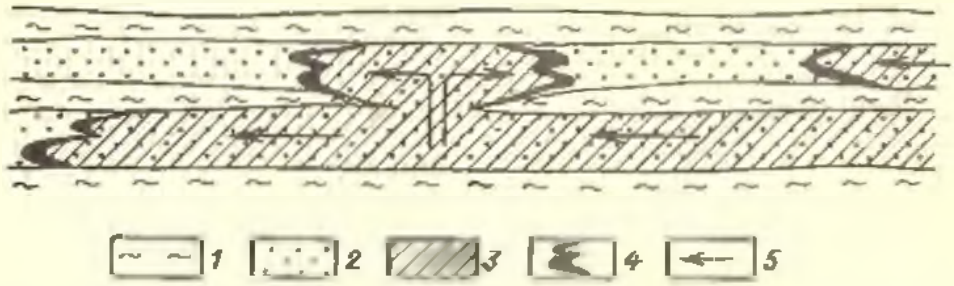


Рис. 21. Схема образования рудных залежей в местах перетока пластовых вод:

1 — водоупоры; *2* — проницаемые породы; *3* — зона окисления; *4* — рудные залежи; *5* — направление движения подземных вод

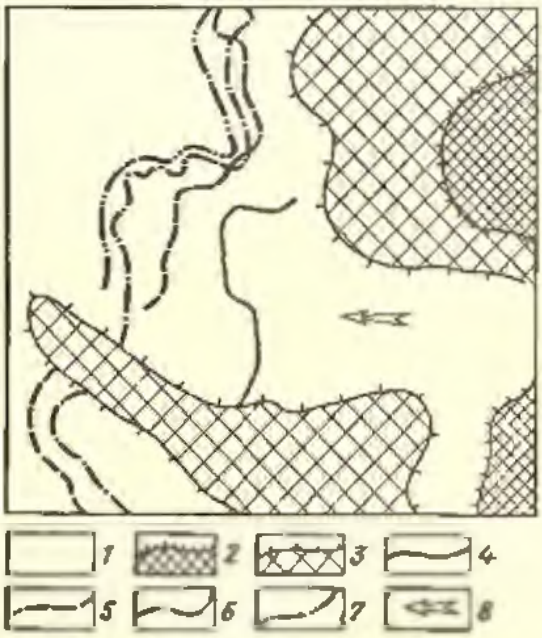


Рис. 22. Схематический план урановорудной провинции с месторождениями пластового окисления:

1 — платформенный чехол (верхний мел — неоген); *2*, *3* — поднятия (области питания), сложенные палеозойскими комплексами (*2* — в период рудообразования, нижний миоцен, *3* — в настоящее время); *4*–*7* — фронты пластового окисления в различных горизонтах платформенного чехла (*4* — в палеогене, *5* — в кампан-маастрихте, *6* — в коньяк-сантоне, *7* — в туроне); *8* — направление движения пластовых вод в период рудообразования

изменениям более сложного характера, чем простое их окисление (лимонитизация). Несколько разновременных процессов проявлявшихся в совокупности в артезианском бассейне могут осложнить расшифровку первичной, пластово-окисленной природы рудных концентраций. По-видимому, этим вызваны к жизни гипотезы их «восстановительно-инфильтрационного» и магматогенного гидротермального происхождения [2, 13].

Особую подгруппу инфильтрационных месторождений пластового окисления образуют уран-угольные месторождения, возникающие при наложении фронтов пластового окисления на угольные пласты. Подобные случаи относительно редки, однако высокая восстановительная способность слабо метаморфизованных углей и соответственно контрастность окислительно-восстановительного барьера, обусловливают повышенное качество руд таких месторождений, даже при низкой концентрации урана в водах. При развитии урановой минерализации угли, как правило, окисляются и их топливные свойства ухудшаются. Поэтому урановосные угли энергетической ценности обычно не имеют.

Классической провинцией с инфильтрационными урановыми месторождениями с пластово-окислительной зональностью является шт. Вайоминг в США. Здесь в мезокайнозойских осадочных толщах, заполняющих межгорные впадины, отмечается развитие нескольких

фронтов пластового окисления с образованием ряда урановорудных районов (Шерли-Бейсин, Гэз-Хиллс, Паудер-Ривер, Блэк-Хиллс и др.).

Месторождения этой рудной провинции близки по строению и представлены лентообразными и изометрическими залежами, в большинстве случаев соответствующими классическими роллами. Возраст руд провинции шт. Вайоминг датируется интервалом от 30 млн. до 100—200 тыс. лет. В настоящее время гидродинамическая обстановка, соответствующая формированию месторождений, в районе нарушена. Многие месторождения «подняты» выше уровня грунтовых вод. Они интенсивно отрабатывались в 60—70-е гг., часть из них эксплуатируется и в настоящее время по традиционной горной технологии — открытым способом и подземным выщелачиванием.

Процессы пластового окисления широко проявлены и в смежной урановорудной провинции шт. Колорадо. Так, на известном месторождении Амброзия-Лейк пластовое окисление привело к формированию вторичных залежей, так называемых «постсбросовых» руд. Первичные руды Амброзии и других месторождений провинции Колорадо не имеют четких признаков связи с пластово-окислительными инфильтрационными процессами, однако более древний возраст (60—100 млн. лет) и соответственно сложная геологическая история формирования месторождений этого района заставляют большинство американских исследователей придерживаться той же модели их первичного образования.

В СССР имеются рудные провинции, где месторождения пластового окисления сформировались в условиях практически неизменного гидродинамического режима со времени рудообразования. Здесь рудные залежи имеют типичное положение и строение. Они располагаются в опущенном платформенном блоке, окруженном поднятиями, сложенными разнообразными метаморфическими и магматическими породами палеозойского фундамента. Важно, что в их числе присутствуют многочисленные гранитные интрузивы и черносланцевые комплексы с повышенным содержанием урана.

Платформенный чехол в опущенном блоке представлен толщей слабосцементированных песчано-глинистых пород верхнего мела — неогена. В их разрезе насчитывается несколько проницаемых горизонтов песчанистых пород, в которых формируются фронты пластового окисления. Урановые месторождения, располагаясь на этих фронтах, представлены типичными рудовыми залежами (рис. 22).

Месторождения, связанные с процессами грунтового окисления, образуются за счет просачивания урапоносных грунтовых вод вниз от эрозионной поверхности или по латерали в рыхлых осадках палеодолин, борта и дно которых играют роль водоупоров. Механизм осаждения урана здесь остается тем же, что и в месторождениях, связанных с процессами пластового окисления. В отличие от последних, месторождения грунтового окисления обычно имеют ограниченные размеры, однако, как правило, встречаются группами, совокупные их ресурсы могут быть большими.

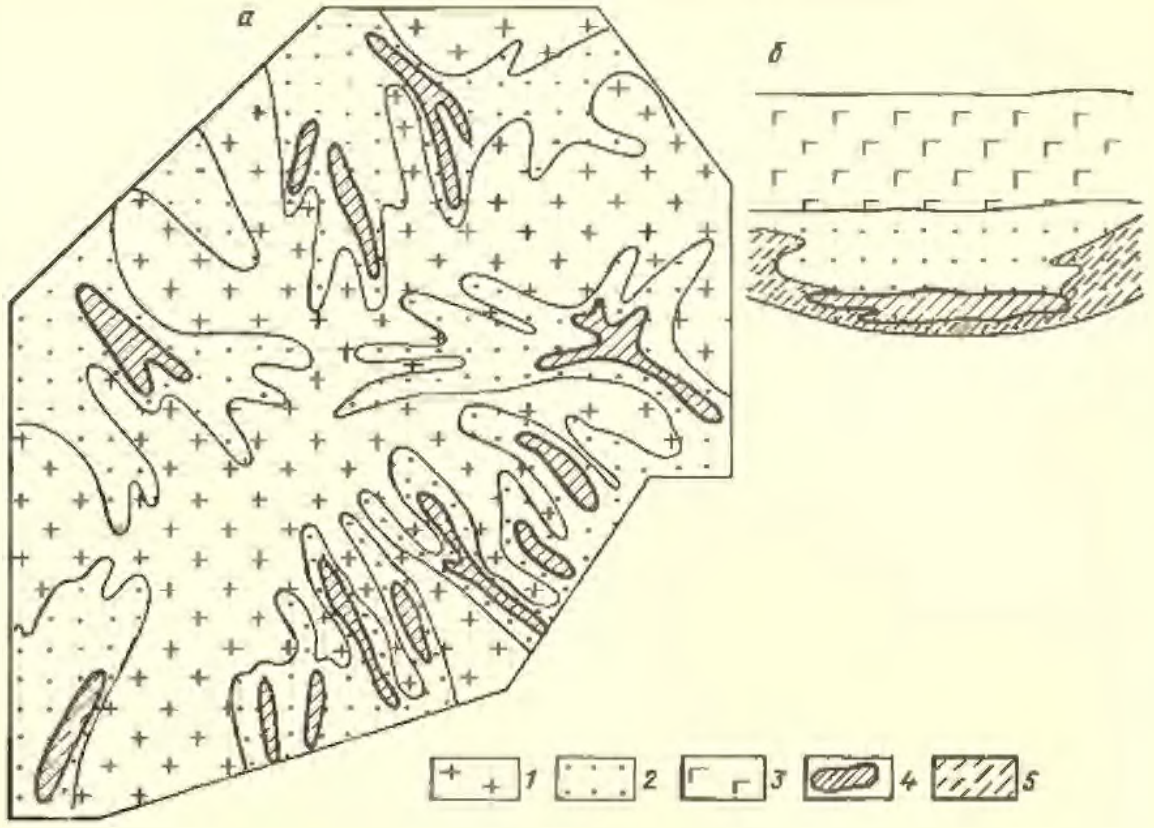


Рис. 23. Геологическая схема района (*а*) и разрез по одному из месторождений (*б*) грунтового окисления в палеодолинах:

1 — граниты фундамента; *2* — аллювиальные отложения неогена; *3* — базальты четвертичные (на схеме сняты); *4* — урановые руды; *5* — окисленные породы

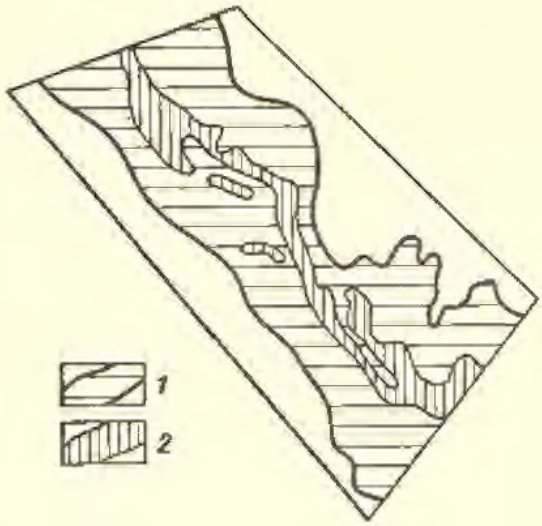


Рис. 24. Схематизированный план ураноугольного месторождения.

1 — бурые угли; *2* — урановое оруденение в кровле углей

Для палеодолинных месторождений характерны залежи типа узких «языков», тяготеющие к фронту окисления в тальвеговой части долин. Бассейны развития таких месторождений морфологически напоминают «струи» россыпей (рис. 23). При слабо выраженном погребенном рельефе месторождения зон грунтового окисления образованы залежами плащеобразной формы.

На рис. 24—25 приведены план и разрез ураноугольного месторождения, образованного за счет процессов грунтового окисления, развивавшихся при формировании аллювиальной надугольной толщи, по-видимому, от основного русла водотока. Урановые залежи в плане

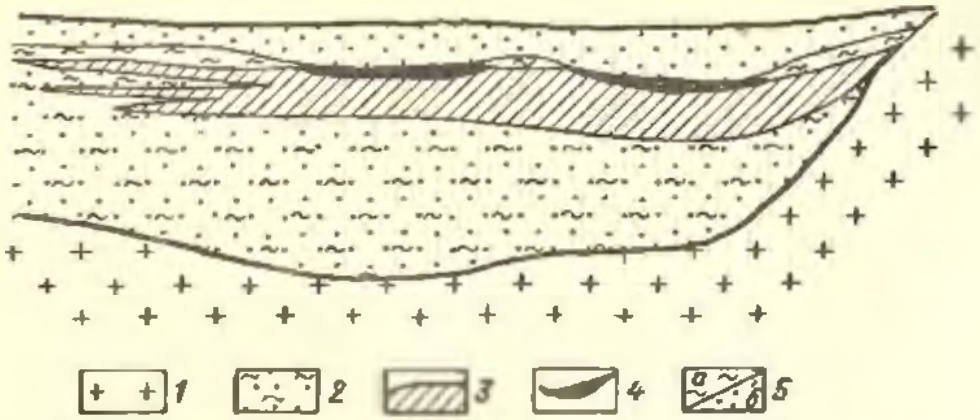


Рис. 25. Разрез по ураноугольному месторождению, показанному на рис. 24:
1 — кристаллический фундамент; *2* — подугольная толща; *3* — бурый уголь; *4* — урановое оруденение в углях; *5* — надугольная толща: *а* — водонепроницаемые глинистые слои, *б* — фильтрующие песчаные слои

имеют лентообразную форму, а в разрезе тяготеют к прикровельной части мощного угольного пласта. Оруденение проникает в угли на 1—2 м и сопровождается их интенсивным окислением.

Урановые месторождения грунтового окисления, по-видимому, распространены широко. Однако из-за незначительных масштабов отдельных объектов они пока нигде не стали промышленными [13].

Инфильтрационные месторождения эвапоритового типа являются образованиями исключительно аридных тропических областей и представлены залежами ураноносных калькретов, гипскретов или кремнисто-фосфатных отложений, тяготеющих к карстовым полостям или руслам временных водотоков. Наиболее крупным месторождением такого типа является Йиллири в Австралии. Известны они также в районе месторождения Россинг (Намибия), Бакума (Центрально-Африканская республика), Мудуг (Сомали) и др.

Метаморфическая группа

Среди промышленных месторождений этой группы выделяются два типа: метаморфизованные месторождения первично принадлежащие экзогенной и эндогенной группам, образованные за счет перераспределения урана при метаморфизме и месторождения, возникшие в условиях ультраметаморфического преобразования пород, в том числе их расплавления, с образованием гранитных трещинных тел и протяженных зон щелочных метасоматитов, контролируемых крупными разломами.

Крупнейшие метаморфизованные месторождения урана и золота получили наименование древних металлоносных конгломератов. Представляется, что первично они возникли как древние россыпи в условиях безкислородной атмосферы. В таких условиях возможен механический перенос и гравитационное накопление урановых минералов в осадках [24, 50]. Формирование ураноносных или золото-ураноносных конгломератов, известных в древних комплексах ряда щитов, происходило 2500—2200 млрд. лет назад [28, 77].

Золотоносные урансодержащие древние конгломераты представляли собой один из ведущих промышленных источников урана в 60—70-е гг. Часть таких месторождений эксплуатируется и в настоящее время.

Установлено, что рудовмещающие конгломерато-песчаные толщи накапливались в континентальных или прибрежно-морских условиях субарктических бассейнов в орогенной обстановке. Обогащенные ураном и золотом пласты связаны с внутриформационными перерывами в осадконакоплении и обычно залегают с угловым и стратиграфическим несогласием в основании ритмопачек. Предполагается, что неоднократные перемывы осадков при чередовании регрессий — трансгрессий бассейнов способствовали обогащению базальных слоев рудными компонентами.

Наиболее богатые скопления золота и урана в конгломератах приурочены к узким эрозионным каналам или желобам (палеоруслам, подводным врезам). Концентрации урана в виде уранинита или браннерита, часто имеющих форму окатанных зерен, а также золота, приурочены к слоям углерод- и пиритсодержащих кварцевогалечных конгломератов, реже пиритоносных кварцитов.

Формации кварц-пиритоносных конгломератов раннего протерозоя известны на многих щитах: Канадском, Южноафриканском, Австралийском, Бразильском, Балтийском, Индийском [24, 28, 50]. Однако промышленные концентрации урана и золота известны только в Канаде (район Эллиот-Лейк), ЮАР (район Витватерсранд) и Бразилии (район Сьерра-да-Жакобина). По содержанию урана современным промышленным требованиям отвечают только месторождения района Эллиот-Лейк (около 0,1%). Месторождения ЮАР и Бразилии бедны ураном (первые сотые доли процента), но сравнительно богаты (особенно в ЮАР) золотом. Значительные количества урана добывались в ЮАР попутно при разработке на золото, а также при переработке отвалов золотодобычи. В последнее время уровень производства из этих источников из-за неблагоприятной конъюнктуры значительно снижен.

Месторождения района Эллиот-Лейк в Канаде являются единственными в мире собственно урановыми месторождениями рассматриваемого типа. Этот район представляет собой крупную эпикратонную впадину в краевой части архейского гранитогнейсового массива. Пласты урановосных конгломератов (формация Матинэнда) залегают в основании гуронского (ранний протерозой) комплекса. Мощность рудовмещающей толщи изменяется от 0,1 до 300 м, достигая максимума в эрозионных желобах рельефа архейского фундамента.

Месторождения (Брюс, Пенел, Эллиот-Лейк, Стенли, Квирк, Агнью-Лейк, Пронто и др.) располагаются в полосе протяженностью более 150 км, приуроченной к восточному краю впадины, хотя конгломератовые слои с признаками урановосности фиксируются и далее, к востоку и западу, вдоль побережья озера Гурон на протяжении 300 км.

Рудоносные древние конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки и цемента. Цементом служит разнозернистый кварцевый песчаник с кварц-серицитовой и хлорит-серицитовой основной массой, содержащей пирит. Рудные тела представляют собой ленто- и линзообразные в плане залежи (рифы) протяженностью в первые километры.

Урановое оруденение представлено вкрапленностью браннерита и уранинита в цементе пиритсодержащих конгломератов. Отмечаются также ураноторит, коффинит, сульфиды меди и свинца, а иногда гухолит. Концентрация золота не превышает 1 г/т. Встречаются также монацит и циркон. Наблюдается закономерное изменение состава руд по мере удаления от области сноса: уранинитовые — браннеритовые — монацит-браннеритовые и монацит-цирконовые.

Возраст урановых минералов приблизительно 2500 млн. лет. Высказывались различные точки зрения о генезисе месторождений Эллиот-Лейк. Однако отнесение их к типу метаморфизованных россыпей в последнее время является наиболее распространенным.

Суммарные запасы месторождений района Эллиот-Лейк оцениваются не менее, чем в 350 тыс. т, из которых около 100 тыс. т уже добыто. Поиски аналогов этим месторождениям в других районах мира не дали результатов. Ограниченность развития специфических рудовмещающих формаций и редкость накопления в них высоких концентраций урана не позволяет рассматривать золото-урановые конгломераты в качестве перспективного промышленного типа урановых месторождений. Вместе с тем при увеличении спроса и цен на уран эти источники, особенно район Витватерсранд в ЮАР, могут дать значительные его количества.

К метаморфогенному типу месторождений, возникших в условиях интенсивного проявления ультраметаморфических процессов относятся месторождения урановых альбититов в разломах фундамента. Эти месторождения обычно имеют значительные запасы урана (десятки тысяч тонн и более) при рядовом и низком его содержании в рудах [7, 14].

Урансодержащими минералами в альбититах являются уранинит, настуран, браинерит, иногда коффинит и малакон. Руды бывают монометальные или содержат в различных количествах торий, редкие земли, железо, титан, медь, никель, молибден, фосфор. В промышленных количествах отмечаются фосфор и медь. По особенности состава иногда выделяют фосфорно-урановое, медно-урановое, железо-урановое, титан-урановое и другие типы месторождений.

В целом в мире этот тип месторождений проявлен достаточно широко. Большинство из них сформировались на границе протерозоя с рифеем. Только месторождения Бразилии (Итатая, Эспиньярас) — в раннем палеозое (500 млн. лет).

Все месторождения располагаются в древних комплексах щитов и связываются с тектоническими процессами активизаций и формированием щелочных гранитных тел, возникновение которых в зонах

крупных разломов ряд исследователей (Я. Н. Белевцев, В. И. Казанский и др.) связывает с процессами ультраметаморфизма.

По вещественному составу различаются месторождения, залегающие в алюмосиликатных породах (гнейсы, кристаллические сланцы, граниты) и сложных по составу метаморфических комплексах, включающих кроме алюмосиликатных пород, карбонатные (мраморы, доломиты), а также железистые кварциты.

Руды месторождений в алюмосиликатных породах отличаются более простым составом. Уранносодержащими компонентами в них обычно являются уранинит (настуран), браннерит, иногда ураноторит. Руды месторождений в метаморфических комплексах характеризуются более сложным составом. Уранносодержащими компонентами в них часто оказываются апатит (коллофан), а также циркон (малакон). На некоторых месторождениях эти компоненты присутствуют совместно с оксидными формами (уранинитом, настураном), на других коллофан практически единственный урановый минерал (Итатая).

Рудные тела в альбититах обычно представляют собой штокверки различной морфологии — крутопадающие, столбы и жилы, пологие пластообразные залежи, изометрические гнезда и др. Для некоторых характерны «факелообразные» формы в вертикальном разрезе. Как правило, они имеют значительную мощность, достигающую в раздувах многих десятков метров. Протяженность их по простиранию и падению достигает сотен метров. Границы руд нечеткие и определяются опробованием.

Текстура и структура руд прожилково-вкрапленная, очень редко (Итатая) массивная. Выделения урановых минералов мелкие, субмикроскопические (1—0,1 мм и менее). В некоторых случаях (Джадугуда) урановая минерализация сопровождается медно-сульфидной. В коллофановых рудах попутный интерес представляет фосфор. Наложение урановой минерализации на магнетит-гематитовые породы определяет появление железо-урановых руд. Однако в большинстве случаев урановые месторождения в альбититах служат моносырьевыми (урановыми) источниками.

Урановые месторождения в альбититах обычно встречаются группами, образуя рудные районы и рудные пояса. В ряде стран они составляют основу сырьевой базы урана (Бразилия, Индия и др.).

Один из урановорудных районов, приведенный на рис. 26, представляет собой блок докембрийских пород с существенно сиалическим субстратом, входящий в состав активизированного в раннем протерозое архейского кратона. Центральная его часть образует крупное купольное сооружение, в ядре которого располагается гранитный плутон, сложенный двумя разновозрастными комплексами.

Одну часть купола слагают крупнозернистые порфировидные калиевые граниты с возрастом около 2 млрд. лет, сформированные в абиссальных условиях преимущественно путем анатексиса. Северная часть сложена более поздними телами гранитов, имеющими преимущественно интрузивный (возможно ультраметаморфический) характер

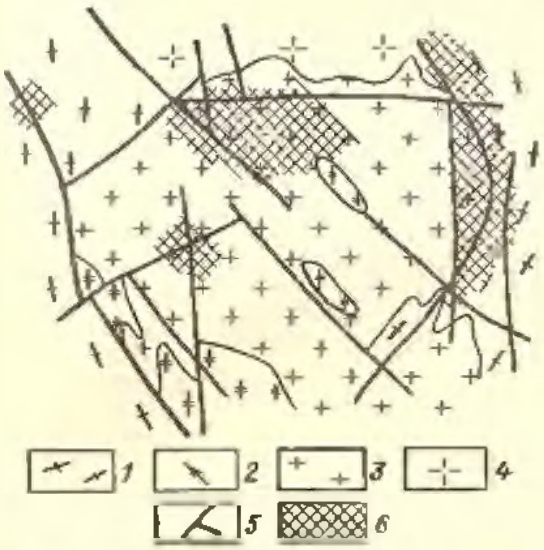


Рис. 26. Схематизированная геологическая карта района развития месторождений урановосных альбититов:
1 — гнейсы; *2* — чарнокиты; *3* — порфировидные калиевые анатектические граниты; *4* — интрузивные гипабиссальные граниты; *5* — разломы; *6* — участки [illegible] альбититовых тел

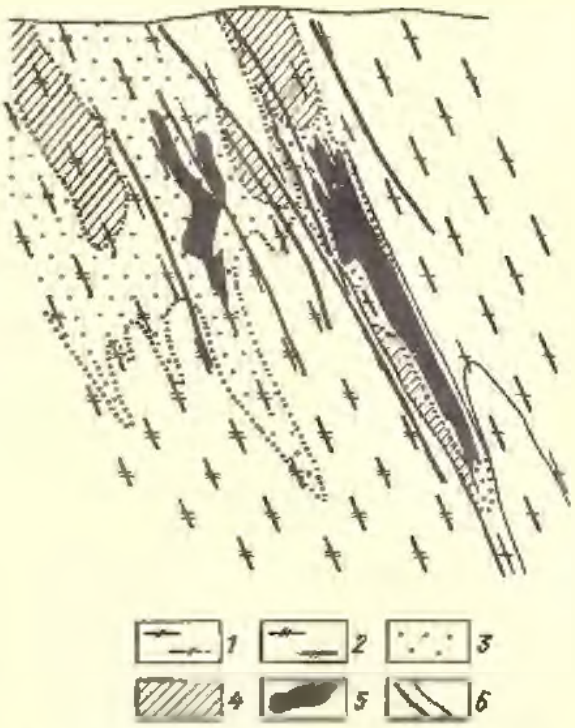


Рис. 27. Геологический разрез месторождения урановосных альбититов:
1 — гнейсы; *2* — мигматиты; *3* — альбитизация; *4* — лейкократ; *5* — урановорудные залежи; *6* — разломы

(возраст 1,8—1,7 млрд. лет). Периферическую часть купола образуют архейские породы, представленные биотитовыми, гранат-биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, иногда графитсодержащими сланцами, неравномерно гранитизированными и прорванными многочисленными субсогласными телами гранитов и пегматитов с возрастом не менее 2,6 млрд. лет. Самые поздние магматические образования связаны с процессом тектономагматической протоактивизации. На этом этапе сформировались и урановосные альбититы.

Гранитный купол отделен от периферических частей, сложенных архейским субстратом и рассечен серией глубинных разломов, образующих подобие крупной кольцевой структуры. Разломы имеют сложную историю формирования. На ранних этапах возникли зоны смятия, будинажа и бластомилонитовые швы, а на поздних — катаклаз и брекчирование. Ранние тектониты образованы в условиях пластической деформации (2,0—1,9 млрд. лет назад), поздние — в условиях хрупких деформаций (в период 1,8—1,7 млрд. лет).

Альбититы развиты в зонах объемного катаклаза и брекчирования. Они образуют сложные плито-, штоко- или факелообразные тела, контролируемые тектоническими швами. Выделяется несколько участков развития альбититовых тел. Одни альбититовые тела развиваются в дугообразной системе разломов, отделяющих гнейсогранитовый субстрат от калиевых гранитов раннего интрузивного комплекса. Дру-

тис — в сложных узлах пересечения прямолинейных разломов в массиве ранних калиевых гранитов, вблизи их контакта с поздними гипабиссальными телами гранитов. В самих поздних гранитах альбититовый метасоматоз не проявлен.

Метасоматическое замещение альбитом разнообразных минералов пород сопровождается развитием хлорита, эпидота, эгирина, рибекита, гидрослюд и т. д. При слабом проявлении метасоматоза в породах отмечается альбитизация плагиоклазов и хлоритизация темноцветных минералов. При более интенсивном — альбит почти полностью замещает плагиоклаз и кварц при сохранении калиевого полевого шпата. При сильной альбитизации первичные породы почти нацело замещаются альбитом, флогопитом, эгирином, рибекитом и хлоритом. Часто отмечаются пористые разности, в которых кварц не замещен, а полностью выщелочен. Пористость таких пород достигает 10—15%.

Урановые руды наблюдаются не во всех, а лишь в некоторых альбититовых телах и никогда не захватывают всего их объема, тяготея к центральным наиболее переработанным частям. По составу рудоносные альбиты не отличаются от безрудных. Урановая минерализация представлена уранинитом, настураном, коффинитом, браннеритом и развивается по порам и трещинам альбититов, сопровождаясь карбонатом, альбитом, хлоритом, гематитом и сульфидами. Руды обычно тонковкрапленные и мелкопрожилковые, образуют сложные залежи, приближенно повторяющие форму альбититовых тел. Распределение в них урана обычно неравномерное. Попутных ценных компонентов в рудах не отмечается.

Разрез одного из месторождений приведен на рис. 27. Месторождение представлено группой линзо- и плитообразных круто-лежащих, ветвящихся по восстанию залежей, располагающихся в висячем и лежачем боку крупного разлома на контакте гнейсов и мигматитов. Рудные тела располагаются здесь внутри сложных по форме зон альбитизации, развивающейся как по гнейсам, так и по мигматитам. По периферии альбититовых тел отмечаются участки диафтореза и выщелачивания. Рудоносные альбититы сложены альбитом, карбонатом, флогопитом и хлоритом. Присутствует также гематит, придающий породам розовую окраску. Руды здесь тонковкрапленные и представлены браннеритом (преобладает) и уранинитом.

Полигенная группа

Это новая группа месторождений, разведанных в последние годы, отличающихся высоким качеством руд и крупными запасами. Их образование связано с процессами неоднократной концентрации урана разного генезиса. Выделяются три основных типа таких месторождений:

1) полиметальные в зонах древних несогласий;
2) штокверковые и жильные в черносланцевых толщах фанерозоя;
3) стратиформные в отложениях рифтовых впадин.

Полиметальные месторождения в зонах древних несогласий впервые были открыты в 70-х годах в Австралии и несколько позже — в Канаде. Основными провинциями их развития являются Северо-Австралийская, Южно-Австралийская и Атабаска (Канада) [28, 79].

Для этих месторождений характерны: связь с поверхностями несогласия между протогеосинклинальными формациями среднего (нижнего) протерозоя и верхнепротерозойским (вендским) платформенным чехлом; уплощенно-штокверкообразная форма рудных залежей, при небольшой протяженности на глубину от поверхности несогласия; высокое содержание урана, составляющее от 0,2—0,3% до 10% и более; наличие в рудах значительных количеств золота, серебра, меди (Австралия), никеля, кобальта (Канада), селена и других компонентов, склонных к концентрации при изменении окислительно-восстановительных условий; своеобразное изменение вмещающих пород, характеризующееся широким развитием магниевого хлорита и доломита и широкий разброс абсолютных возрастов руд с датами 1700, 1200, 900 и 500 млн. лет.

Все месторождения в зонах несогласия располагаются в пределах урановорудных провинций, где имеются урановые месторождения других типов (гидротермальных, экзогенных). Так, в Северо-Австралийской провинции известны штокверково-жильные месторождения Рам-Джангл и Саут-Аллигейтор, в Южно-Австралийской — давидитовые жилы Радиум-Хилл, в провинции Атабаска — гидротермальные месторождения эйситовой формации района Биверлодж и др. [11, 28, 50].

В Северо-Австралийской провинции месторождения зон «несогласия» приурочены к району Аллигейтор-Ривере. Здесь открыты крупные и уникальные месторождения Джабилука, Рейнджер, Кунгарра и Набарлек. Рейнджер и Набарлек эксплуатируются. Эти месторождения приурочены к обрамлению куполообразных поднятий, сложенных архейско-раннепротерозойскими кристаллическими комплексами и более поздними гранитами, обогащенными рассеянным ураном. Вмещающими оруденение породами являются раннепротерозойские толщи переслаивающихся кварц-хлоритовых, слюдистых и графитовых сланцев, мраморизованных доломитов, амфиболитов, с телами пегматитов и долеритов [28, 79].

Они располагаются вблизи выходов верхнепротерозойского платформенного чехла кварцевых песчаников, залегающих с резким несогласием на архейско-раннепротерозойском основании. Песчаники слагают сплошные покровы вблизи месторождений, что указывает на отсутствие заметного эрозионного среза поверхности несогласия. Месторождения тяготеют к узлам пересечения разломов и своеобразным структурам обрушения, имеющим сходство с карстогенными образованиями (так называемые структуры «коллапса»). Рудные тела имеют форму стратиморфных субсогласных штокверков (Рейнджер, Кунгарра), пластов и линз (Джабилука) или труб (Набарлек). Для всех месторождений характерен мощный магнезиальный метасоматоз.

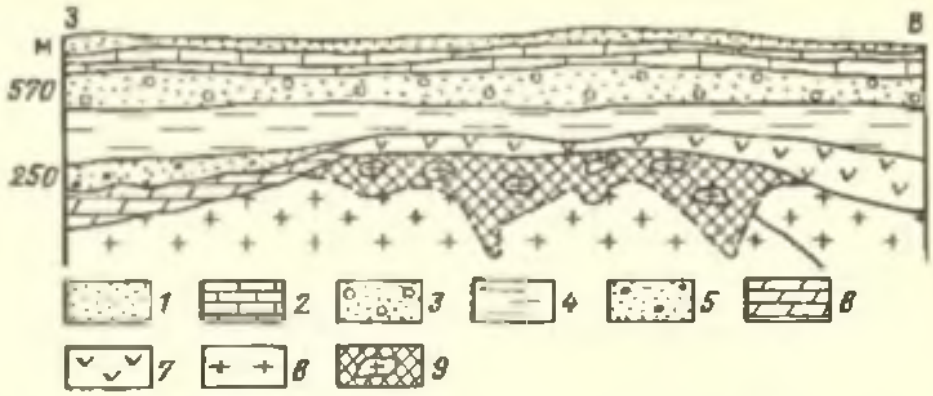


Рис. 28. Схематический разрез месторождения Олимпик-Дам [11]:
1 — аллювий, 2—4 — система Аделаиды, венд (2 — известняки Андамука, 3 — песчаники Караберра и кварциты Арпуна, 4 — сланцы Треголана); 5—7 — промежуточный комплекс, средний рифей (5 — песчаники Вайлиши, 6 — полемиты, 7 — вулканические породы), 8 — граниты фундамента, архей; 9 — рудная гематитовая брекчия

Основной урановый минерал в рудах — настуран, образующий вкрапленность и массивные выделения. Содержание урана в рудах большинства месторождений 0,1—0,4%, а в рудах Набарлека — 10—12%. Кроме урана отмечается золото до 10—15 г/т. Крупнейшим по запасам является месторождение Рейнджер (порядка 100 тыс. т). Запасы Кунгарры и Джабилуки оцениваются около 40 тыс. т каждое, Набарлек — в 10 тыс. т [28, 79].

В Южно-Австралийской провинции расположено крупнейшее в мире месторождение медно-урановых золотосодержащих руд Олимпик-Дам, открытое в 1976 г. На месторождении начаты эксплуатационные работы.

Это месторождение располагается в зоне крупнейших краевых разломов Торренс, отделяющих древний массив Голер, сложенный архейско-нижнепротерозойскими гранитогнейсами от раннепалеозойской Тасманской складчатой системы. Массив несогласно перекрывается венд-кембрийскими осадками платформенного чехла. Оруденение располагается в породах верхней части кристаллического фундамента внутри грабенообразной впадины, заполненной грубообломочным материалом (рис. 28). Рудная залежь имеет форму перевернутого блюдца и сложена дезинтегрированными гранитами, сцементированными гематитовой массой. Гематитовый цемент содержит вкрапленность сульфидов меди (халькопирит, халькозин, борнит), уранинита с коффинитом и браннеритом, сфалерита, галенита. Присутствуют золото и серебро. Содержание меди составляет 0,4—4%, урана — 0,06—0,1%, золота — до 5 г/т. Присутствуют также флюорит, редкие земли, сидерит, барит, рутил. Предполагается, что месторождение образовано процессами химического выветривания в предвендское время путем переотложения первичного гидротермального оруденения возникшего в апикальной части гранитного массива. Однако широкое развитие некоторых компонентов (редкие земли, сидерит), а также развитие гематита, флюорита, сульфидов свинца, меди и висмута, самородного селена, а также пирита и других, наводят

на мысль о том, что в их формировании принимали участие гидротермальные растворы. Запасы месторождения Олимпик-Дам оцениваются примерно в 10 млн. т меди, 1200 тыс. т урана и 2000 т золота.

Ряд крупных полигенных урановых месторождений расположены в провинции Атабаска (Канада) — это Клафф-Лейк, Раббит-Лейк, Миудэст-Лейк, Ки-Лейк, Маклин-Лейк, Сигар-Лейк и др. Все эти месторождения тяготеют к периферической части бассейна Атабаска — крупной впадины, в пределах которой сохранились от размыва осадки верхнепротерозойского платформенного чехла (кварцевые песчаники с прослоями конгломератов). Впадина Атабаска располагается в пограничной зоне раннепротерозойского подвижного пояса Кри-Лейк с архейско-нижнепротерозойским выступом гранитно-гнейсового фундамента [28, 50].

Месторождения района Атабаска приурочены к древним корам выветривания (реголитам), развитым на контакте складчатых метакомплексов нижнего протерозоя и песчаников верхнепротерозойского чехла, с проникновением руд в песчаники. Они отличаются сложным многостадийным формированием руд. Основной рудный минерал — настуран, часто образует массивные скопления. Отмечаются также коффинит и тухолит. Урановые минералы тесно ассоциируют с сульфидами и арсенидами никеля и кобальта, селенидами и углеродистым веществом. Оруденение сопровождается также многостадийным изменением вмещающих пород, включающим альбитизацию, хлоритизацию, карбонатизацию, серицитизацию, окварцевание, развитие монтмориллонита, гидрослюд, иногда (Раббит-Лейк) турмалина. Температура образования руд по данным декрипитации 130—220 С, а абсолютный возраст — 1200, 1050, 960 и 90 млн. лет. Для ряда месторождений района Атабаска характерна лентообразная форма рудных залежей, имеющих при значительной длине простирания весьма небольшую ширину и протяженность по падению (Миудэст-Лейк, Ки-Лейк и др.). Эти залежи часто располагаются над выходами метаосадков, обогащенных графитом (рис. 29, 30).

По качеству руд многие месторождения Атабаски уникальны. Так, на месторождениях Миудэст-Лейк, Доон-Лейк, Клафф-Лейк, Ки-Лейк и особенно Сигар-Лейк крупные участки сложены рудами с содержанием урана 10—40%. Имеются месторождения со средним содержанием 10% (Сигар-Лейк). Содержание никеля составляют первые проценты. При столь богатых рудах и сравнительно небольших размерах залежей в них сосредоточены весьма значительные запасы, достигающие 30, 60 и даже более 100 тыс. т урана (Сигар-Лейк), и десятки тысяч тонн никеля и кобальта.

Штокверковые урановые месторождения в черносланцевых толщах известны в раннепалеозойских формациях герцинского пояса Европы и в Урало-Монгольском поясе. Урапоносные углеродистые сланцы характеризуются повышенным содержанием органического вещества

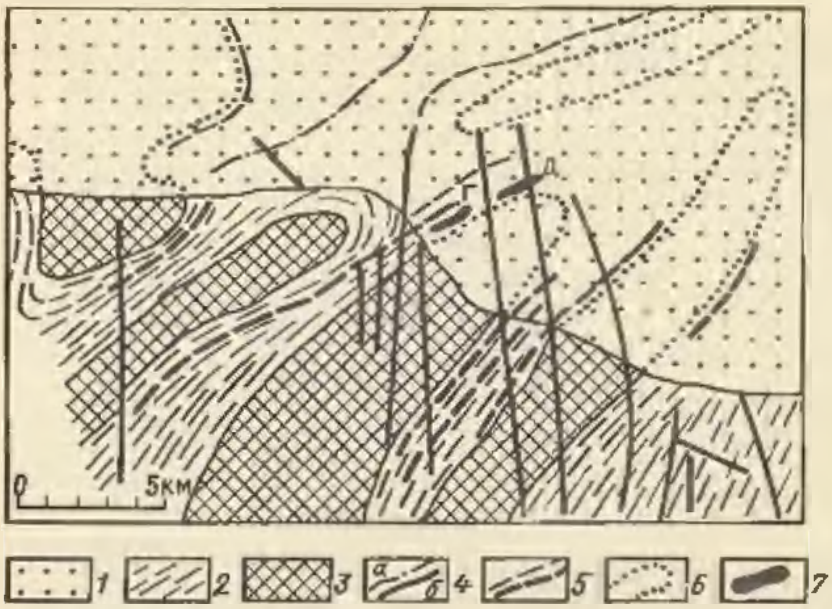


Рис. 29. Геологическая карта месторождения Ки-Лейк [11]:

1 — формации Атабаска; 2 — гнейсы, сланцы, нижний протерозой; 3 — мигматиты, гнейсы, архей; 4 — нарушения а — предполагаемые по геофизическим данным, б — установленные; 5 — графитсодержащие электропроводящие зоны; 6 — предполагаемые границы комплексов; 7 — рудные залежи месторождения: Г — Гертнер, Д — Дайдмаин

(перантрацита, антраксолита), сульфидов (пирит, марказит, арсенопирит), фосфора и урана. Содержание последнего обычно составляет 0,001—0,005%, иногда повышаясь до 0,1% и прямо пропорционально содержанию органики и фосфора.

Значительные урановые месторождения известны в пригеосинклинальных прогибах раннепалеозойских краевых зон срединного массива, где располагаются и гидротермальные урановые месторождения. Они тяготеют к зоне крупных разломов.

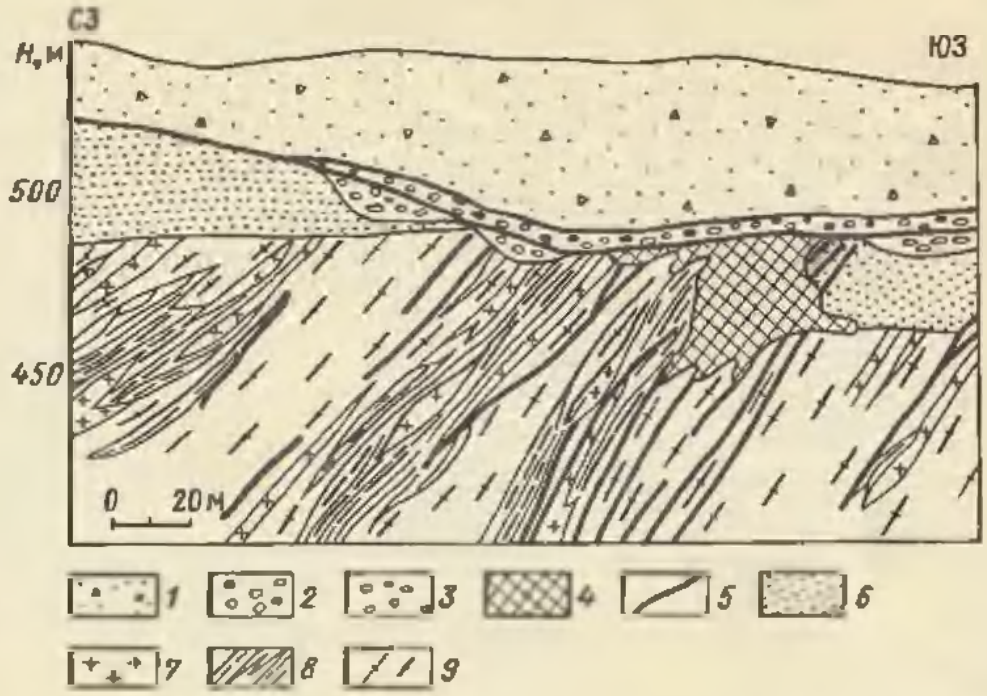


Рис. 30. Схематизированный геологический разрез через центральную часть рудной залежи Гертнер месторождения Ки-Лейк [11]:

1 — песок и гравий; 2 — ледяные руды; 3 — ледниковые отложения; 4 — массивные и вкрапленные руды; 5 — зона расслаивания; 6 — песчаники формации Атабаска; 7 — мегматиты; 8—9 — гнейсы (8 — графитовые, 9 — биотитовые)

В разрезе рудоносных отложений принимают участие глинисто-слюдистые сланцы ордовика, несогласно перекрываемые углеродистыми сланцами и доломитами силура, известняками и глинистыми сланцами девона. Отмечаются также силлы и дайки диабазов. Породы смяты в складки и нарушены многочисленными послойными и секущими складчатыми и постскладчатыми разрывами.

Рудные залежи тяготеют к антиклинальным частям складок, развиваясь преимущественно в углеродистых сланцах и доломитах силура, но захватывают также диабазы и глинисто-слюдистые сланцы ордовика (рис. 31). Форма рудных тел сложная. Они представляют собой стратиформные и дискордантные штокверково-метасоматические залежи, развивающиеся по послойным и секущим разрывам и «благоприятным» для рудоотложения слоям.

Рудная минерализация представлена настураном и урановыми чернями в виде вкрапленной и тонкопрожилковой минерализации. Содержания урана в основном рядовые и низкие. Из сопутствующих минералов встречается в незначительном количестве пирит. Отмечается связь оруденения с раннепермскими (?) процессами грунтового окисления, с которыми связан гидрогематит. Данные по абсолютному возрасту оруденения характеризуются значительным разбросом. Наиболее вероятным возрастом для главной массы руд оказывается 100 млн. лет, что значительно моложе гидротермального оруденения, проявленного в смежных районах (250 млн. лет).

Стратиформные месторождения в отложениях рифтовых впадин известны в пределах Чешской меловой впадины и в некоторых других районах [65]. Район развития чешских месторождений приурочен к узлу пересечения глубинных разломов. Заполняющие рудоносную впадину меловые осадки залегают на гетерогенном основании, сложенном преимущественно протерозойскими кристаллическими комплексами, прорванными телами герцинских гранитоидов. Меловые образования, в свою очередь, прорваны дайками и сложными телами вулканитов Чешско-Силезского вулканического пояса, датируемых палеоген-неогеном и представленных базальт-щелочно-базальтовой серией.

Урановое оруденение связано с горизонтами разнозернистых песчаников нижней части разреза меловых отложений (нижний сеноман) (рис. 32). Рудовмещающие песчаники интенсивно изменены. Изменения восстановительной направленности, сопровождающие основную массу оруденения, выражаются в развитии гидрослюд, гематита, углеродистого вещества, каолина и кварца. Урановая минерализация представлена урановыми чернями и метаколлоидным ураносодержащим цирконом, в меньшем количестве — настураном, коффинитом и нингиоитом, образующими дисперсную вкрапленность и микропрожилки в цементе песчаников. Урановая минерализация сопровождается сульфидами, гематитом, рутилом, баритом, флюоритом и др.

Рудные залежи имеют форму пластовых тел и линз, уплощенных штокверков нарушенных разрывами. Наиболее продуктивные рудные

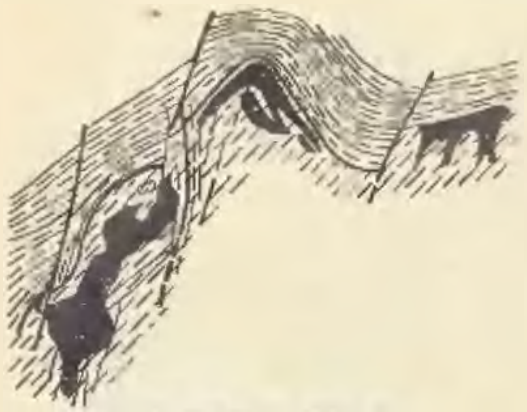


Рис. 31. Два разреза полигенного месторождения в пригеосинклинальном прогибе срединного массива [24]:

1 — глинисто-сиодистые сланцы; 2 — углеродисто-кремнистые сланцы; 3 — известняки; 4 — углисто-глинистые сланцы; 5 — глинистые сланцы; 6 — разломы; 7 — урановая руда.

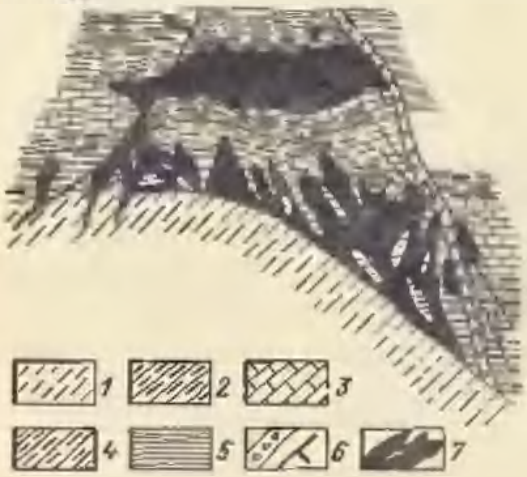
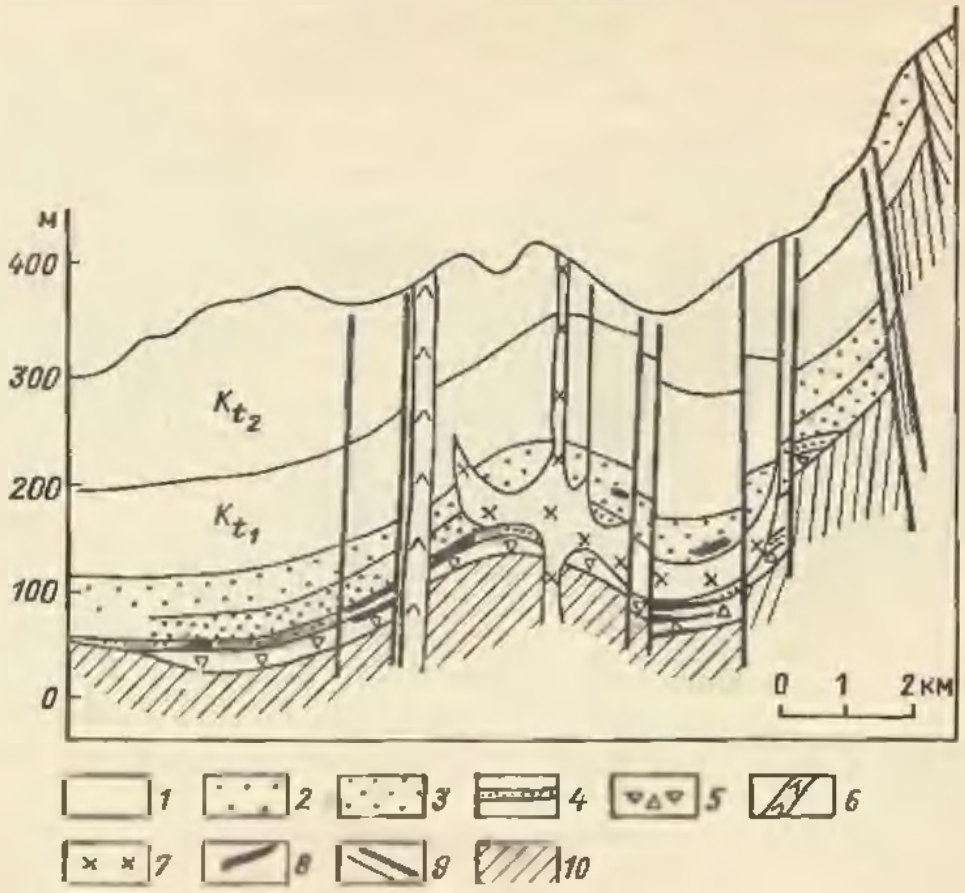


Рис. 32. Схематизированный разрез Стражского блока Чешской меловой впадины с месторождениями урана. *По [65] с упрощениями:*

1 — перекрывающие осадки нижнего — верхнего турона; 2—4 — продуктивные осадки верхнего сеномана (2 — мелкозернистые песчаники (фукоидные), 3 — «распаданящиеся» песчаники, 4 — осадочные брекчии), 5 — пески, алевропесчаники, (размывной горизонт), 6—7 — субвулканические тела палеоген-неогена (6 — нольцениты; 7 — эруптивные брекчии); 8 — урановорудные залежи, 9 — разломы, 10 — породы палеозойского фундамента.



участки тяготеют к контактам проницаемых горизонтов с водоупорными экранами, роль которых могут играть тела вулканитов, тектонические нарушения и выступы фундамента.

От бортов впадины по проницаемым горизонтам меловых отложений наблюдается развитие зон пластового окисления. Указанные зоны сами по себе не несут заметных концентраций урана, однако в участках, где происходит их наложение на залежи урановых руд, связанных с восстановительным эпигенезом, наблюдается перераспределение урана и формирование на фронте зон окисления переотложенных залежей роллового типа.

Таким образом, месторождения Чешской меловой впадины значительно отличаются от инфильтрационных месторождений, связанных с окислительным эпигенезом, и должны рассматриваться как особый полигенный тип. Наличие в рудах новообразований циркония, подвижного лишь при повышенной щелочности среды, и наличие близкоодновременного с оруденением субщелочного вулканизма, наводит на мысль о возможной связи этих процессов.

Краткая характеристика отдельных наиболее важных зарубежных месторождений урана приводится в табл. 16.

4. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УРАНОВОРУДНЫХ ПОЯСОВ И ПРОВИНЦИЙ

Урановые месторождения по континентам распределены неравномерно. При системном подходе выделяются несколько иерархических таксонов, отвечающих скоплениям месторождений. Единой системы такой таксономии не разработано. Чаще всего выделяются трансконтинентальные урановорудные пояса, провинции, районы, поля, месторождения и рудные тела.

Урановорудный пояс — трансконтинентальная или крупная внутриконтинентальная рудоносная зона, объединяющая несколько урановорудных провинций, тяготеющих к единому геотектоническому элементу одного или нескольких материков. В пределах пояса, как правило, бывают проявлены различные типы полихронных месторождений, но в качестве ведущих обычно выступают лишь два — три. На современном этапе изученности земной коры выделяются следующие основные урановорудные пояса.

Трансамериканский — протягивающийся по западному краю северно- и южноамериканского континентов. Пояс включает урановорудные провинции Вайоминга и Колорадского плато, Бассейнов и Хребтов (США), Прибрежной равнины Мексиканского залива (США, Мексика), Восточно-Андийскую (Аргентина) и др. Этот пояс является самым протяженным из известных урановорудных поясов.

Азиатско-Австралийский пояс расположен в западной ветви Тихоокеанской складчатой системы. Урановосность этого пояса изучена еще слабо. Наиболее значительными представляются Северо- и Южно-Австралийская провинции, тяготеющие к пограничной зоне

Таблица 16

Сравнительная характеристика основных зарубежных

Месторождение	Промышленный тип месторождений и руд	Возраст оруденения, млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстура и структура руд	Минералы урана
Азелик (Нигер)	Седиментационно-диагенетический; медно-урановые	180	Линзы (мощностью 1—3 м)	Пятнистая	Настуран, коффинит
Акута (Нигер)	Седиментационно-диагенетический; молибден-урановые	240	Пласт мощностью 15 м	Вкрапленная	Коффинит, настуран
Амброзия-Лейк (США)	Инфильтрационный; урановые с Se и Mo	Первичные руды: 135; переотложенные 60—18	Линзы, роллы, пласты, мощностью до 20 м	»	1. Коффинит, углеродистое вещество с U 2. Коффинит, оксиды урана
Аморинко-Полис (Бразилия)	Инфильтрационный; урановые	Нет свед.	Роллы	»	Настуран, уранинит, коффинит, отенит
Арли (Нигер)	Седиментационно-диагенетический; урановые с Mo	230	Линзы мощностью 20—25 м	Тонковкрапленная	Настуран, урановые черни, коффинит
Арьеплуг-Арвидсъяур (Швеция)	Альбититовый; урановые	1740—1850	Штокверки	Прожилково-вкрапленная	Уранинит, титанаты урана
Ахаггар (Алжир)	Гидротермальный; урановые	Нет свед.	Жилы и жильные системы	То же	
Бакума (ЦАР)	Инфильтрационный; уран-фосфорные	Современный	Гнезда, линзы	Вкрапленная	Карбонат-фтор-апатитовые, отенит, торбернит
Бернадан (Франция)	Гидротермальный; урановые	250	Жилы, жильные системы, столбы	Прожилково-вкрапленная	Коффинит, настуран, отенит
Бертолси (Франция)	Гидротермальный; урановые	170—175	Линейные штокверки	То же	Настуран, гумит
Биверли (Австралия)	Инфильтрационный;	Нет свед.	Линзы и роллы	Тонковкраплен-	Оксиды урана, уг-

промышленных месторождений урана

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс. т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
Рядовые (0,3%)	Cu	Красноцветные дельтовые песчаники (T — J)	Литолого-стратиграфический и фациальный	Хлоритизация, карбонатизация, гематитизация	Эксплуатируется (12)
Рядовые и богатые (0,33—0,45%)	Mo	Аллювиально-дельтовые песчаники (C)	То же	То же	То же (44)
Рядовые и богатые	Se, Mo	Аркозовые песчаники (K)	Литолого-стратиграфический	Карбонатизация, пиритизация, гематитизация	То же (100)
Рядовые (до 0,4%)	—	Аркозовые песчаники и конгломераты (D)	Зоны пластового окисления	Нет свед.	Планируется к освоению (5)
Рядовые (0,25—0,30%)	Mo	Песчаники и аргиллиты (C)	Литолого-стратиграфический и фациальный	Нет свед.	Эксплуатируется (35)
Рядовые (0,1%)	Pb, Th	Граниты, риолиты (PR)	Разломы, зоны трещиноватости	Альбитизация	Планируется к освоению (5)
Рядовые (0,20%) и богатые	—	Кристаллические породы (PR)	Тектонический	Нет свед.	То же (28)
Рядовые	P_2O_5 (до 20%)	Окремненные фосфатные известняки (K_1)	Карстовые полости	Гематитизация	То же (18)
Богатые и рядовые	—	Граниты (C)	Разломы, трещинные зоны	Альбитизация	Эксплуатируется (7)
Богатые	—	Ортогнейсы (C — P)	Разломы, трещины	Альбитизация, аргиллизация	То же (>5)
Рядовые (0,24%)	—	Углистые глины и пески (C)	Зоны пластового		То же (15)

Продолжение табл. 16

Месторождение	Промышленный тип месторождений и руд	Возраст оруденения, млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстура и структура руд	Минералы урана
	урановые			ная	листое вещество с U
Биверлодж (Канада)	Гидротермальный; урановые	1760 ± 20 и 1240 ± 50	Жилы и жильные зоны	Прожилково-вкрапленная	Настуран
Блэк-Хилс (США)	Инфильтрационный; урановые	< 20	Роллы, линзы	Вкрапленная	Урановые черни, карнотит, тюямунит, отенит
Брюжо (Франция)	Гидротермальный; урановые	240 – 250	Линейные штокверки	Прожилково-вкрапленные и массивные	Настуран, коффинит, отенит
Буа-Нуар (Франция)	Гидротермальный; урановые	250 – 260	Жилы, штокверки и столбы	Прожилково-вкрапленная и массивная	Настуран, урановые черни, гуммит
Вабо (Сомали)	Инфильтрационный; уран-ванадиевые	Современный	Линзы	Вкрапленная	Карнотит
Витватерсранд (ЮАР)	Древние конгломераты; золото-урановые	2800 – 2200	Пласты, ленты	Вкрапленная	Уранинит, настуран, браннерит, коффинит, тухолит, золото
Галлан (США)	Инфильтрационный; урановые	60 – 120	Гнезда и пласты	Вкрапленная	Уранинит, силикаты, фосфаты, арсенаты и ванадаты урана
Гуиар (Канада)	Гидротермальный; урановое	1800	Штокообразные тела	Прожилковая	Настуран, уранофан
Гэз-Хилс (США)	Инфильтрационный; урановые	< 27	Роллы	Вкрапленная	Настуран, коффинит
Джабилука (Австралия)	Полигенный в зоне «несогласия»; золо-	1400, 900, 450	Пластообразные тела	Прожилково-вкрапленная	Настуран

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс. т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
			окисления		
Рядовые (0,16—0,20%)	—	Кварциты, аргиллиты базальные конгломераты (Pt_1)	Разломы, трещинные зоны	Эйситизация	Отработано (18)
Рядовые (0,2%)	—	Песчаники (K_1)	Литолого-фациальный, зоны пластового окисления	Карбонатизация, гематитизация	Эксплуатируется (>50)
Рядовые (0,5%)	—	Двуслюдяные граниты, слюдяные сланцы	Разломы, зоны дробления	Березитизация, гематитизация	То же (>5)
Богатые и рядовые	—	Граниты, кварцевые порфиры	То же	Березитизация	Отработано (4)
Бедные (0,05—0,10%)	V	Калькреты	Палеорусла	Калькреты	Планируется к освоению (5)
Бедные (0,02—0,03%)	Au	Кварцево-галечные конгломераты (Pt_1)	Стратиграфический и фациальный	—	Эксплуатируется (золото с попутной добычей U) (400)
Бедные (0,15%)	V	Углистые песчаники (K_2)	Фациальный	Обеление, (каолинизация) лимонитизация	Эксплуатируется (>5)
Рядовые (0,2%)	—	Гранитогнейсы (AR)	Разломы	Альбитизация, окварцевание	Отработано (10)
Рядовые (0,1%)	—	Аркозовые песчаники и гравелиты (P_2)	Стратиграфический литолого-фациальный, зоны пластового окисления	Каолинизация, карбонатизация, лимонитизация	Эксплуатируется (70)
Рядовые (0,2—0,3%)	Au (до 10 г/т)	Кварц-хлоритовые кристаллические	Брекчиевые зоны, вблизи поверх-	Хлоритизация, доломитизация	Планируется к освоению (170)

Продолжение табл. 16

Месторождение	Промышленный тип месторождений и руд	Возраст оруденения, млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстура и структура руд	Минералы урана
	то-урановое				
Джадугуда (Индия)	Гидротермальный; урановые	1600—1500	Жилы, жильные системы	То же	Уранинит, настуран, давидит
Доминик-Петер (Канада)	Полигенный в зонах несогласия; урановые	1050, 900, 200—300	Штокверки, жилы	»	Настуран
Жировски-Врх (Югославия)	Седиментационно-диагенетический; урановые	Нет свед.	Пласты и линзы	Вкрапленная	Настуран, коффинит
Жакобина (Бразилия)	Древние Au-U конгломераты	2000—2200	Пласты, линзы, ленты	Вкрапленная, обломочная	Уранинит браннерит, коффинит, тухолит
Илимауссак (Гренландия)	Позднемагматический; уранториевые с TR	1000	Жилообразные тела	Вкрапленная	Стенструпин, монацит, торит
Имуранеи (Нигер)	Седиментационно-диагенетический, урановые с Cu	Нет свед.	Пласты и линзы	»	Оксиды U болтвудит
Итатая (Бразилия)	Альбититовый; фосфорно-урановые	500	Жилы и штокверки	М[illegible]	[illegible]офан [illegible]одер- [illegible]апа- [illegible]ухол[illegible] [illegible]то [illegible]анинит, [illegible]ликаты, [illegible]
Йилирри (Австралия)	Инфильтрационный в калькретах; урановые с U	<0,5	Лентообразные залежи	[illegible] на.	
Ки-Лейк (Канада)	Полигенный в зоне несогласия; никель-урановые с Co	1200, 550	Уплощенные линзы	»	Оксиды и силикаты урана
Ките-Мичелин (Канада)	Гидротермальный; урановое с Mo	1750	Жилы и стратиформные залежи	Прожилково-вкрапленная	Настуран
Коллинс-Бей (Канада)	Полигенный в зонах «несогласия»; никель-урановые	1400, 550, 450	Линзы, уплощенные штокверки	Прожилково-вкрапленные, массивные	»

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс. т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
		сланцы	ности несогласия		
Бедные (0,07%)	Cu	Сланцы, гнейсы, кварциты (P_2)	Зоны лимонитизации	Эйситы (?)	Эксплуатируется (10)
Рядовые и богатые (0,66%)		Графитовые гнейсы (PR)	Зоны лимонитизации	Хлоритизация, аргиллизация	Планируется к освоению (12)
Бедные и рядовые (до 0,1%)	Pb	Песчаники и алевролиты (P_2)	Стратиграфический литолого-фациальный	Нет свед.	Эксплуатируется (6)
Бедные (0,013 0,017%)	Au (1 г/т), Fe (до 20%), Cu (до 0,3%)	Среднемелкогалечные конгломераты (PR)	Фациальный, палеорусла и конуса выноса	Не выражены	Не эксплуатируется (100)
Бедные (0,034%)	Th, TR	Ультращелочные апатитовые нефелиновые сиениты	Стратифицированные интрузивы	»	Планируется к освоению (>25)
Рядовые (0,12%)	Cu	Песчаники (C P)	Фациальный, палеорусла	Нет свед.	Планируется к освоению (66)
Рядовы (0,13% Богаты 0,8%		Мраморы и гнейсы (PR_2)	Разломы	Альбитизация, хлоритизация, серицитизация, цеолитизация	То же (105)
Бедные (0,13%)		Аллювиальные отложения (Q)	Русла временных потоков	Калькреты	Не эксплуатируется (44)
Богатые (2,4%)	Ni—Co	Графитовые кристаллические сланцы и гнейсы (PR_2) и песчаники Атабаска (PR_2)	Зоны несогласия	Хлоритизация и иллитизация	Эксплуатируется (70)
Рядовые (0,14%)	Mo	Метавулканиты (PR_2)	Зоны разрывов	Эйситы	Не эксплуатируется (8)
Рядовые (0,38%), богатые (до 9,7%)	Ni	Песчаники Атабаска (PR_2)	Зоны несогласия	Хлоритизация	Эксплуатируется (20)

Продолжение табл. 16

Месторождение	Промышленный тип месторождений и руд	Возраст оруденения, млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстура и структура руд	Минералы урана
Клафф-Лейк (Канада)	Полигенный в зонах «несогласия»; урановые с Co и Au	1300, 1100, 550	Линзы	Прожилково-вкрапленная	Настуран, уранинит, коффинит
Крузиль (Франция)	Гидротермальный; урановые	250	Жилы и жилковые системы	То же	Настуран
Крукс-Гэп (США)	Инфильтрационный; урановые (с Mo)	< 20	Пластовые неправильной формы, ролловые	Вкрапленная	Настуран, коффинит
Кунгарра (Австралия)	Полигенные в зонах «несогласия»; урановые	900	Жилы, линзы	Прожилково-вкрапленная	Уранинит, настуран, богатые
Кутра (Франция)	Седиментационный, диагенетический; урановые	Нет свед.	Пласты, линзы	Вкрапленная	Настуран
Лангер-Хейнрик (Намибия)	Инфильтрационный в калькретах; урановые	30 тыс. лет	Ленты, гнезда	»	Карнотит
Лагоа-Реал (Бразилия)	Альбититовый; урановые	820	Веретенообразные тела протяженностью до 500 м	Прожилково-вкрапленная	Ура[illegible]
Лагуна (США)	Инфильтрационный; урановые	110 ± 10	Линзы, трубы	Вкрапленная	Коффинит, урансодержащее углеродистое вещество
Лисбон-Вадли (США)	Седиментационно-диагенетический; уран-ванадиевые	210—150	Линзы, пласты	Вкрапленная	Настуран, коффинит.
Лодев (Франция)	Полигенный (седиментационно-диагенетический и инфильтрацион-	170, 100	Линзы, пласты	»	Настуран

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс. т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
Рядовые (0,42%), богатые (6%)	Co, Au	Кварц-полевошпатовые гнейсы (PR_1) и песчаники Атабаска (PR_2)	Зоны дробления	Гематитизация, хлоритизация, аргиллизация	То же (20)
Богатые (0,5%)	—	Граниты	Зоны брекчирования и трещиноватости	Альбитизация, аргиллизация	Отработано (20)
Рядовые	Mo	Грубозернистые песчаники, конгломераты (P_2)	Литолого-фациальный, зоны пластового окисления	Лимонитизация	Эксплуатируется (10)
Рядовые (0,26%), богатые (6,2%)	—	Кристаллические сланцы (PR_2)	Зона дробления (надвига)	Хлоритизация	То же (11)
Бедные (0,07%)	—	Глинистые и песчано-глинистые сланцы (P)	Стратиграфический, литологический, зона вторичного обогащения	Нет свед.	То же (20)
[illegible]е богат[illegible] 0,8[illegible]	V	Аллювиальные отложения (K_2)	Палеорусла	Калькреты	Не эксплуатируется (>6)
[illegible]%) [illegible]ядер	—	Амфиболитовые гнейсы (AR) щелочные комплексы	Зоны дробления, системы трещин	Альбитизация	Планируется к освоению (40)
Рядовые	—	Песчаники с углеродистым веществом (T—J)	Трубы обрушения	Битуминизация	Эксплуатируется (30)
Рядовые (0,2%) богатые (0,6%)	V Cu	Аргиллиты, песчаники (T)	Стратиграфический литологический фациальный	Карбонатизация (?)	Отработано (>10)
Рядовые (0,1%) и богатые (2%)	Mo	Битуминозные осадочные отложения (P_1)	Стратиграфический литологический фациальный,	Нет свед.	Эксплуатируется (>20)

Продолжение табл. 16

Месторождение	Промышленный тип месторождения и руд	Возраст оруденения, млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстура и структура руд	Минералы урана
	ный); урановые с Mo				
Лоун-Галл (Канада)	Полигенный в зонах «несогласия»; урановые	Нет свед.	Нет свед.	Массивная и прожилково-вкрапленная	Настуран
Малуэла (Нигер)	Седиментационно-диагенетический; урановые с Mo	»	Пластовая, линзы	Тонковкрапленная	Уранинит, урановые черни, коффинит
Макклин-Лейк (Канада)	Полигенный в зонах «несогласия»; урановые с Co и Mo	»	Линзы	Вкрапленная, прожилковая	Коффинит, уранинит, сульфиды, арсениды, Ni, Co, Mo
Макусани (Перу)	Гидротермальный; урановые	»	Жильно-штокверковое	Прожилково-вкрапленная массивная	Настуран, гуммит, фосфуранилит, уранофан
Мариньяк (Франция)	Гидротермальный; флюорит-урановые	270	Жилы, линзы	Прожилково-вкрапленная	Коффинит, настуран
Маунт-Пейнтер (Австралия)	Гидротермальный; урановые полисульфидные	440	Линзы, пластовые залежи	То же	Уранинит, настуран
Маунт-Тейлор (США)	Инфильтрационный; урановые	130—140, 60	Близкие к роллам	Вкрапленная	Вторичные минералы урана
Миднайт (США)	Гидротермальный; урановые полисульфидные	50	Штокверки	Прожилково-вкрапленная	Настуран, коффинит
Мидуэст-Лейк (Канада)	Полигенный в зонах «несогласия»; никель-урановые	1300, 900, 550	Линзы	Прожилково-вкрапленная массивная	Настуран

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс. т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
			зоны вторичного обогащения		
Богатые (до 1%)	—	Вулканогенно-осадочные породы (PR_2)	Зона «несогласия»	Нет свед.	В разведке (16)
Рядовые (0,25%)	Mo	Дельтовые сероцветные пески (C)	Литолого-фациальный, палеорусла	»	Эксплуатируется (7)
Богатые (1,8%)	Ni, Co, Mo	Песчаники Атабаска (PR_2)	Зона «несогласия» песчаников (PR_2) с гнейсами	Хлоритизация	Планируется к освоению (6)
Богатые	—	Риолито-дацитовые игнимбриты (N)	Зоны трещиноватости	Аргиллизация	В разведке (10)
Рядовые (0,3%), богатые (5%)	Ca	Двуслюдяные граниты (P)	Разломы	Березитизация	Отработано (17)
Бедные (0,1%)	Cu (0,05%) Mo (0,03%) Co (0,035%) CaF_2, TR	Метаморфические породы	Зоны брекчирования	Хлоритизация гематитизация	Не эксплуатируется (>6)
Рядовые (0,2%)	V	Аркозовые песчаники	Зоны пластового окисления	Иллитизация, карбонатизация (?)	Отработано (>65)
Рядовые (0,28%)	Cu, Mo, Au	Контакт филлитов и графитовых сланцев (PR) с гранитами и кварцевыми монцонитами (K)	Зоны трещиноватости около разрыва	Березитизация	То же (5)
Богатые (1,63%)	Ni (0,9—4,8%) Co (0,2—0,4%) As	Метаосадки (PR_1 — PR_2)	Зона «несогласия» и разломы	Хлоритизация, аргиллизация	Планируется к эксплуатации (40)

Продолжение табл. 16

Месторождение	Промышленный тип месторождений и руд	Возраст оруденения, млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстуры и структура руд	Минералы урана
Моньюмент-Валли (США)	Полигенный: седиментогенно-диагенетический и инфильтрационный; уран-ванадиевые	170	Пластообразные залежи, столбы, ролы	Вкрапленная	Настуран, коффинит, тюямунит и торбернит, монтрозеит
Мунана (Габон)	Древние метаморфические песчаники; урановые полисульфидные	2050	Линзообразные залежи	»	Уранинит, коффинит, ванадаты и сульфиды
Мери-Катлин (Австралия)	Гидротермальный скарновый; редкоземельно-урановые	1550 ± 15	Субсогласные штокверки	»	Уранинит, ортит
Мэрисвейл (США)	Гидротермальный; молибден-урановые с флюоритом	10	Жилы	Прожилково-вкрапленная	Настуран, отенит
Набардек (Австралия)	Полигенный в зонах «несогласия»; урановые с Au	620	Линзы и столбообразные тела	Массивная	Настуран
Окло (Габон)	Седиментационно-диагенетическое (древние песчаники); урановые	2050	Линзы	Массивная, вкрапленная	Настуран, коффинит
Олимпик-Дам (Австралия)	Полигенный в зонах несогласия; урановые, полисульфидные с Au и Ag	900	Плащеобразные залежи	Вкрапленная, прожилковая	Уранинит, коффинит, браннерит
Паудер-Ривер (США)	Инфильтрационный; урановые	от 15 до 0,25	Ролы	Вкрапленная	Коффинит, тюямунит, карнотит, уранофан

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс. т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
Рядовые и богатые	(1.6 — 7,8%) Au (68 г/т) V_2O_5 (0,2 — 1,4%) Cu (0.1 — 0,25%)	Аллювиальные песчаники и конгломераты (T)	Литологический фациальный; обогащенные органикой слои	Не выражено	Отработано (10)
Рядовые (0,36%) и богатые	V_2O_5	Песчаники (PR_1)	Контакт между PR_1 и AR	То же	Эксплуатируется (35)
Рядовые (0,12%)	TR	Метаосадки и эффузивы (PR_2)	Разломы, контакты гранитов с карбонатными породами	Скарны гранатовые	Отработано (15)
Рядовые	Mo, CaF_2	Риолиты и монцониты (N)	Зоны разрывов и брекчирования	Окварцевание, алунитизация, хлоритизация и др.	То же (10)
Богатые (до 10 — 12%)	Au (0,5 — 0,8 г/т)	Метаморфизованные хлорит-мусковитовые сланцы (PR_1)	Зоны дробления, поверхность несогласия	Хлоритизация, доломитизация	Эксплуатируется (10)
Средние (0,4 — 0,5%) богатые		Песчаники, конгломераты, филиты (PR_1)	Послойные зоны дробления	Хлоритизация, аргиллизация	Эксплуатируется (15)
Бедные (0,064%)	Cu (2,5%) Au (до 6 г/т)	Песчаники, алевролиты, конгломераты (PR_2 — C) граниты (AR)	Разломы, поверхность несогласия	Гематитизация	То же (1200)
Рядовые (0,3) и богатые (1,2%)	—	Пески, алевриты, глины, маломощные прослои углей (палеоцен — эоцен)	Литолого-фациальный, стратиграфический, зоны пластового окисления	Лимонитизация	Отработано (> 25)

Продолжение табл. 16

Месторождение	Промышленный тип месторождений и руд	Возраст оруденения, млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстура и структура руд	Минералы урана
Посус-ди-Калдас (Бразилия)	Гидротермальный; молибден-урановые и урановo-циркониевые	80 60	Жилы, линзы	Вкрапленная, прожилковая	Коффинит, ураноторит, молибденит
Плетанокк (Швеция)	Альбититовый; урановые	1750	Жилы штокверки	Массивная вкрапленная	Настуран
Раббит-Лейк (Канада)	Полигенные в зонах «несогласия»; урановые	1075, 550	Линзы, штокверки	Массивная вкрапленная	Настуран, коффинит, уранофан
Радиум-Хилл (Австралия)	Гидротермальный; урановые	1730	Жилы	Крупновкрапленная прожилковая	Давидит, карнотит, торбернит
Рам-Джангл (Австралия)	Полигенный в зонах «несогласия»; медноурановые	1800, 900	Линзообразные тела	Прожилково-вкрапленная	Настуран
Ранстад (Швеция)	Седиментационно-диагенетическое; полиметальные	Нет свед.	Пласты	Тонковкрапленная	Настуран, неопределенные формы
Рейнджер (Австралия)	Полигенный в зонах «несогласия»; урановые	1700, 900, 500	Сложный штокверк, пологие залежи	Прожилково-вкрапленная	Настуран, браннерит
Россинг (Намибия)	Позднемагматический; урановые	500	Штокверк	Вкрапленная	Уранинит, бетафит, браннерит (+вторичные минералы)
Сан-Рафаэль-Ривер (США)	Седиментационно-диагенетический; уран-ванадиевые	150	Пласты и линзы	»	Коффинит, настуран
Саут-Лагуна (США)	Седиментационно-генетический; урановые, уран-ванадиевые	110 140	То же	»	Настуран, уранофан

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс. т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
Рядовые (0,15—0,6%) и богатые (до 2%)	Mo (0,25%) CaF_2 (4%) ZrO_2 (0,1%)	Тингуаиты, фойяиты, натриевые пироксениты (K)	Зоны брекчирования	Альбитизация, цеолитизация	Эксплуатируется (>20)
Рядовые (0,05—0,3%)	—	Кислые вулканические породы (PR_2)	Разломы	Альбитизация, гематитизация	Не эксплуатируется (10)
Рядовые (0,03—0,4%), богатые (до 8%)	—	Метааркозы, сланцы (PR_1)	Зона дробления, поверхность несогласия	Альбитизация, гематитизация, хлоритизация	Отработано (20)
Бедные и рядовые 0,05—0,5%	TiO_2 (10—25%)	Кварц-биотитовые гнейсы (PR_1)	Зона нарушений	Не выражены	То же (4—6)
Рядовые (0,25—0,37%) и богатые (до 1%)	Cu до 0,5%	Графит-кварцево-серицитовые сланцы (PR_1)	Зона брекчий, поверхность несогласия	Серицитизация	То же (5)
Убогие (0,02—0,03%)	V 0,75% Mo 0,03% P_2O_5 6,5%	Черные битуминозные сланцы (S—O)	Стратиграфический, литологические	Не выражены	Не эксплуатируется (300)
Рядовые (0,2—0,3%)	—	Метаморфизованные кварц-полевошпат-хлоритовые сланцы (PR_1)	Разломы брекчии, несогласия	Хлоритизация, доломитизация	Эксплуатируется (100)
Бедные (0,03—0,05%)	Mo, Zr	Аляскитовые мигматиты в мраморах и сланцах (Pt_2)	Литологический	Микроклинизация (?)	Эксплуатируется (130)
Рядовые (0,09—0,1%)	V	Алевролиты, песчаники (J_3)	Литолого-стратиграфический	Аргиллизация, карбонатизация, хлоритизация	То же (27)
Рядовые (0,1—0,2%)	V, Se	Озерные битуминозные известняки и красноцветные песчаники (J_3)	То же	То же	То же (10)

Продолжение табл. 16

Месторождение	Промышленный тип месторождений и руд	Возраст оруденения, млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстура и структура руд	Минералы урана
Сигар-Лейк (Канада)	Полигенный в зоне «несогласия»; урановые	1300	Линзы	Массивная	Настуран, коффинит
Слик-Рок (США)	Полигенный (седиментационно-диагенетический и инфильтрационный); урано-ванадиевые с Cu	110 — 140	Пласты, роллы	Вкрапленная	Урановые черни, ванадаты
Сьерра-Пинтада (Аргентина)	Гидротермальный; урановые	250	Линзы	Прожилково-вкрапленная	Уранинит, браннерит, давидит
Тонко-Амблайо (Аргентина)	Седиментационно-генетический; урано-ванадиевые с Cu	Нет свед.	Линзообразные тела	Вкрапленная	Настуран, карнотит, отенит, тюямунит
Уэстморленд (Австралия)	Гидротермальный; урановые с Au	»	Линзовидные тела, пластообразные залежи	Массивная, колломорфная	Настуран, браннерит, карнотит, торберкит
Фе (Испания)	Гидротермальный; урановые, полисульфидные	250	Штокверк	Прожилково-вкрапленная	Настуран, отенит, торберит
Фигейра (Бразилия)	Седиментационно-диагенетический; урановые с Mo	Нет свед.	Пласто- и линзообразные залежи	Вкрапленники, выполнения пустот	Окислы, ураноорганические комплексы
Шарлебуа-Лейк (Канада)	Пегматитовый; урановые	»	Жилы, линзы	Прожилково-вкрапленная	Уранинит
Шварцвальдер (США)	Гидротермальный; молибден-урановые (с Au)	70 — 75	Жилы	Массивная, прожилково-вкрапленная	Настуран, коффинит, ураиоторит, уранофан, отенит
Шерли-Бейсик (США)	Инфильтрационный; урановые	30 — 100 тыс. лет	Роллы и пластовые тела	Вкрапленная	Тонкодисперсные оксиды урана

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс. т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
Богатые (до 12%)	—	Песчаники (PR_2)	Поверхность «несогласия»	Хлоритизация, иллитизация	Планируется к эксплуатации (100)
Рядовые (0,2%)	V_2O_5 (1,7%) Cu (до 0,3%)	Песчаники (J_3)	Литолого-стратиграфический	Осветление (каолинизация) карбонатизация, пиритизация	Эксплуатируется (10)
Рядовые (0,12 0,17%)	Нет свед.	Пестроцветные аркозовые песчаники (P)	Разломы	Карбонатизация	Эксплуатируется (16)
Рядовые (0,11 0,30%)	V_2O_5 (0,4%) Cu (1%)	Известняки, песчаники, углистые глины (K_2)	Литолого-фациальный, зоны окисления	Осветление	То же (10)
Рядовые (0,25 0,5%)	Au	Конгломераты в вулканогенно-терригенной формации (PR_2)	Разлом по контакту пород PR_2 с PR_1	Окварцевание, серицитизация, альбитизация	Не эксплуатируется (9)
Рядовые (0,1 — 0,2%)	Mo, Cu	Конгломераты, песчаники, филлиты (S)	Зона разлома	Хлоритизация, гематитизация	Эксплуатируется (13)
Рядовые (0,15%)	Mo	Базальные песчаники, углистые алевролиты (P — C)	Палеорусла	Нет свед.	То же (8)
Бедные (0,07 0,1%)	—	Пегматиты (AR)	Литологический	Альбитизация (?)	Не эксплуатируется (100)
Богатые (до 0,5%)	Mo, Au	Роговообманковые и гранат-биотитовые гнейсы, кварциты (PR)	Разломы	Аргиллизация	Эксплуатируется (10)
Рядовые (0,1%) и богатые (0,7%)	—	Аркозовые песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы (нижнеэоценовые)	Литолого-фациальный; зоны пластового окисления	Карбонатизация, гематитизация	То же (20)

Продолжение табл. 16

Месторождение	Промышленный тип месторождений и руд	Возраст оруденения млн лет	Характеристика		
			Морфология залежей и размеры	Текстура и структура руд	Минералы урана
Шинколобве (Заир)	Полигенный в зоне «несогласия»; урановые полиметальные	620, 520	Штокверки, жилы, трубы	Массивная, прожилково-вкрапленная	Настуран
Эллиот-Лейк (Канада)	Древние конгломераты; урановые	2500, 2000, 1700, 1200, 600	Пластообразные залежи «рифы»	Вкрапленники в цементе конгломератов, обломочные	Браннерит, уранинит, ураноторит, тухолит, коффинит, гуммит
Эльдорадо (Канада)	Гидротермальный; урановые полисульфидные	1450	Жилы	Массивная, прожилково-вкрапленная	Настуран
Эспиньярес (Бразилия)	Альбититовый; урановое	Нет свед.	Жилы и линзы	Прожилково-вкрапленная	Уранинит, настуран

Тасманской складчатой области с Австралийской древней платформой. Месторождения урана известны также в Индонезии, КНР и других районах этого пояса.

Средиземноморский пояс, соответствующий подвижной зоне Тетиса, включает известные урановые провинции: Западно-Европейскую (Франция, Испания, Португалия), Центрально-Европейскую (ЧССР), Южно-Европейскую (ВНР, СФРЮ), урановорудные районы Турции, Пакистана и др.

Урало-Монгольский пояс, соответствующий западной и южной окраинам Сибирской и северной Таримско-Китайской платформ. Пояс включает ряд урановорудных провинций СССР и сопредельных стран.

Перечисленные пояса отвечают фанерозойскому этапу развития земной коры. Выделение поясов докембрийского этапа представляет собой более сложную задачу. Вместе с тем, большинством исследователей признается существование следующих таких поясов.

Канадский урановорудный пояс в пограничной северо-западной и юго-восточной зонах Канадского щита, включающий докембрийские рудные провинции этого региона.

Восточно-Австралийский пояс протягивается по Австралийскому континенту от района г. Дарвин до залива Спинифекс и включает все крупнейшие допалеозойские месторождения региона.

Внутриафриканский пояс, включающий урановые месторождения Замбии, Заира и Намибии.

месторождений		Геологические условия локализации			Промышленное значение (запасы, тыс т)
Качество руд (содержание урана в %)	Попутные компоненты	Вмещающие породы (возраст)	Рудоконтроль	Изменения вмещающих пород	
Рядовые (0,1%) и богатые (13%)	Cu, Co, Pt, Th	Карбонатно-терригенные и кремнистые породы (PR)	Разломы, карстовые полости	Хлоритизация, доломитизация	Отработано (5)
Рядовые (0,12%)	—	Кварцево-галечные конгломераты (PR_1)	Стратиграфический и фациальный	Не выражены	Эксплуатируется (200)
Богатые (10%)	Ni, Co	Кварц-гематитовые жилы в метаосадках (PR_1)	Разломы	Альбитизация, гематитизация, аргиллизация	Отработано (5)
Бедные (0,6 0,08%)	—	Амфиболит-биотитовые гнейсы (PR_1)	Разломы, зоны брекчирования	Альбитизация, гематитизация	Не эксплуатируется (10)

Бразильский пояс, расположенный по границе Южно-Американского и Бразильского щитов и включающий разнообразные по генезису и возрасту месторождения Бразилии.

Перечисленными поясами, по-видимому, не исчерпывается перечень подобных урановосных структур.

Урановорудная провинция — это территория, совпадающая с крупной геотектонической единицей земной коры или с ее частью, отличающейся от других особенностями истории геологического развития и отчетливо выраженной геохимической урановой специализацией. Здесь обычно наблюдаются полихронные процессы концентрации урана и формирования его промышленных месторождений, относящихся к различным генетическим типам. Однако каждая из известных урановорудных провинций имеет свой металлогенический облик.

Аналогичные по масштабу территории, в пределах которых выявлены месторождения с неопределенным промышленным значением, предлагается именовать урановосными. В пределах провинции, как правило, выделяются несколько урановорудных районов.

Урановорудный район — это часть урановорудной провинции, совпадающая с определенным тектоническим блоком земной коры, в котором сосредоточены сходные по генезису и одновозрастные урановые месторождения. Иногда районы могут включать месторождения различных генетических типов, однако ведущее промышленное значение обычно имеет лишь один из них. Районы, в которых

выявлены только месторождения с неопределившимся промышленным значением, предлагается именовать урановоносными.

Предложены различные подходы рассмотрения закономерностей размещения урановых провинций. В последние годы предлагается учитывать время их заложения (возникновения) и геотектоническую принадлежность рудоносных элементов [11, 50]. Выделяются четыре возрастные группы провинций, которые объединяют девять основных типов, различающихся по геотектоническому положению [50].

Первая группа — провинции, заложенные на границе позднего архея — раннего протерозоя: позднеархейские кратоны, раннепротерозойские эпикратонные впадины.

Вторая группа — провинции, возникающие в конце раннего протерозоя: интракратонные протогеосинклинали, области протоактивизации.

Третья группа — провинции, заложенные в позднем палеозое: срединные массивы палеозойских складчатых областей, области активизированных древних платформ.

Четвертая группа — провинции, возникшие в поздней юре — раннем мелу: амагматические дейтероорогенные области, дейтероорогенные пояса с континентальным вулканизмом и дейтероорогенные области в докембрийских массивах (табл. 17).

Как видно из табл. 17, однотипные провинции, расположенные в различных районах Земли, при некоторых отличиях имеют общие черты металлогении и сходные типы урановых месторождений.

Выделенные основные урановые провинции не охватывают все урановоносные территории земного шара, но они отражают распределение известных к настоящему времени важнейших промышленных источников урана. В их пределах пространственно совмещены разновозрастные и разнотипные месторождения урана, которые и определяют металлогенетический облик этих провинций.

Эпохи заложения всех групп провинций соответствуют орогенным этапам развития земной коры с интенсивным проявлением тектономагматических процессов. Во всех урановорудных провинциях формированию главных промышленных урановых месторождений предшествовала серия последовательно протекавших рудоподготовительных эндогенных и экзогенных процессов, в ходе которых в различных геологических формациях накопились значительные количества рассеянного урана и возникли условия, необходимые для крупномасштабного уранового рудообразования. При этом, при заложении провинций отмечается ведущее значение эндогенных процессов. Экзогенные урановые концентрации обычно соответствуют поздним этапам развития провинций и локализуются в осадочных отложениях платформенного чехла в условиях послеплатформенного дейтероорогенеза.

Для большинства урановорудных провинций можно выделить ряд геологических предпосылок, обусловливающих их общую металлогению. Эти предпосылки могут рассматриваться как критерии прогноза крупных урановоносных территорий.

Таблица 17

Основные урановорудные провинции мира. *По Н. П. Лаверову и др.*

Группы по времени заложения	Тип по геоструктурной позиции	Провинции	Возраст основных типов уранового рудообразования, млн. лет	Основные типы урановых месторождений	Месторождения (районы)
I. Заложенные на границе архея протерозоя	1. Позднеархейские кратоны	Южно-Африканская	2500	Конгломераты (с Au)	Витватерсранд
			2000	Карбонатиты (с Cu)	Палабора
			100	Инфильтрационные	
		Южно-Канадская	2500	Конгломераты	Эллиот-Лейк
			1800	Гидротермальные	Китс
			—	Пегматиты	Банкрофт
			1000	Щелочные интрузивы (Th, TR)	Илимауссак
		Восточно-Бразильская		Конгломераты	Жакобина
			2500	(с Au)	
			500	Гидротермальные (альбититовые метасоматиты, фосфор-урановые)	Итатая, Эспиньярас
			70	Щелочные интрузивы (Th, TR, Zr)	Посус-ди-Калдас
	2. Раннепротерозойские эпикратонные впадины	Франсвильская (Габон, Африка)	2000	Седиментационно-диагенетические	Окло и др.
II. Заложенные в конце раннего протерозоя	3. Интракратонные геосинклинали	Северо-Австралийская	1700—600	Полигенные (Au)	Набарлек, Рейнджер и др.
		Центрально-Австралийская	1500	Гидротермальные (скарны) с TR	Мери Кетлин
			—	Гидротермальные (альбититы) с Th	Уэстморленд
		Южно-Австралийская	1500	Гидротермальные	Радиум-Хилл
			750	Полигенные (Cu, Au, TR)	Олимпик-Дам

Продолжение табл. 17

Группы по времени заложения	Тип по геоструктурной позиции	Провинции	Возраст основных типов уранового рудообразования, млн. лет	Основные типы урановых месторождений	Месторождения (районы)
		Катангская (Заир. Африка)	500	Полигенные (Cu, Ni, Co)	Шинколобве и др.
	4. Области протоактивизации	Атабаска (Канада)	1800	Пегматиты	Шарлебуа
			1700	Гидротермальные (эйситы)	Биверлодж
			1000	Полигенные (Ni, Co)	Кн-Лейк, Клафф-Лейк и др.
		Эльдорадо (Канада)	1600—1200	Гидротермальные	Эльдорадо и др.
		Бихарская (Сингбумская) (Индия)	1800	Гидротермальные (альбититы) с Cu	Джадугупа и др.
		Древних платформ Евразия (СССР)	1800	Гидротермальные (альбититы)	—
III. Заложенные в позднем палеозое	5. Срединные массивы палеозойских складчатых систем	Западно-Европейская (Франция) и	270	Гидротермальные, жильные	Пшибрам и др.
		Центрально-Европейская (ЧССР),	100	Стратиформные, полигенные	Лодев, Мечек и др.
		Южно-Европейская (ВНР, СФРЮ)	20	Инфильтрационные	Гамр и др.
		Каледонид Урало-Монгольского пояса (СССР)	350	Гидротермальные (эйситы) фосфор и молибден-урановые	—
		Герцинид Урало-Монгольского пояса	250	Гидротермальные молибден-урановые инфильтрационные	—
	6. Активизированные платформы	Ахаггарская (Нигер, Африка)	от 250 до 100	Осадочно-диагенетические и инфильтрационные	Арли, Акута и др.
IV. Заложенные в поздней юре—мелу	7. Амагматические дейтероорогенные области	Колорадо-Вайоминг-ская, Техасской равнины (США)	от 100 до 20	Инфильтрационные и осадочно-диагенетические	Амброзия, Лисбон-Валли, Шерли-Бейсик и др.
		Активизированные платформы (СССР)	20	Инфильтрационные	—
	8. Дейтероорогенные пояса с континентальным вулканизмом	Урало-Монгольского пояса (СССР)	от 140 до 90	Гидротермальные (аргиллизиты) урановые, уран-флюоритовые, уран-молибденовые	—
		Андийского пояса: Лос-Фрайлес (Боливия) и др.	50	Гидротермальные (аргиллизиты) урановые, уран-молибденовые	Котахе и др.
		Бассейнов и Хребтов (США)	20	Гидротермальные (аргиллизиты) уран-молибденовые	Мэрисвейл
	9. Дейтероорогенные области в докембрийских массивах	Активизированных щитов (СССР)	140	Гидротермальные (гумбеиты), уран-титановые с Au и Mo	—

1. Заложение урановорудных провинций происходит на зрелой континентальной коре с мощным гранитно-метаморфическим слоем, сформированным задолго до начала становления рудоносных структур и характеризующимся наличием гранитизированных пород, неравномерно обогащенных ураном.

2. Тектоническая позиция всех провинций определяется сочетанием ранее консолидированных блоков (фрагментов гранитизированных кратонов) и подвижных поясов разных категорий с развитием крупных разломов глубокого заложения, обуславливающих повышенную проницаемость этих участков земной коры.

3. Режим эндогенного развития территорий провинций соответствует длительному и многократному проявлению процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, корового гранитоидного и подкорового основного и щелочного магматизма, а также постмагматической гидротермальной деятельности, предшествующих основному этапу уранового рудообразования. Вместе с тем этот этап обычно отделен от ранних этапов мощного проявления магматизма более или менее длительным периодом покоя.

4. Сиалический и сиалическо-фемический металлогенический профиль, характеризующийся определенными ассоциациями рудных месторождений: железо-золото-медной — для провинций наиболее древнего заложения и полиметаллической вольфрам-оловянной — для более молодых.

5. Унаследованная геохимическая урановая специализация, проявляющаяся в развитии обогащенных ураном геологических формаций: высокорадиоактивных гранитов, урановосных пегматитов и магматит-пегматитов, кислых или щелочных урансодержащих вулканических и субвулканических комплексов, урановосных углеродистых сланцев и фосфатных пород и т. д.

5. ГЕОХРОНОЛОГИЯ УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В силу специфики урановых руд, отличающихся естественной радиоактивностью, накопился огромный материал по их возрасту. Анализ истории формирования урановых месторождений выявил закономерную смену во времени одних типов месторождений другими. Эволюция уранового рудообразования по мере формирования земной коры, впервые подмеченная советскими учеными [24], хорошо увязывается с общей эволюцией геологических процессов в истории земли.

На современном этапе изученности урановых провинций выделяются 12 основных эпох уранового рудообразования (возраст млн. лет): 1) кольская (2600—2500); 2) беломорская (2400—2300); 3) карельская (2000—1800); 4) готская (1500—1400); 5) гренвильская (1050—950); 6) байкальская (620—520); 7) каледонская (400—350); 8) герцинская (270—240); 9) невадийская (150—140); 10) ларамийская (100—80); 11) альпийская (30—20); 12) современная (5—0).

Каждая из перечисленных эпох совпадает с поздними стадиями главных тектономагматических этапов докембрия либо с орогенными посттеосинклинальными стадиями формирования молодых складчатых поясов и эпохами послеплатформенного орогенеза в консолидированных массивах.

В геологической истории земли Н. П. Лаверовым [50] выделены четыре основные рубежа заложения (возникновения) урановых провинций, отражающих эволюцию уранового рудообразования.

1. Поздний архей — ранний протерозой, на котором происходило становление сиалических ядер континентов и формирование первых массивов калиевых гранитов (около 2600 млн. лет).

2. Ранний протерозой — рифей, отвечающий завершению формирования гранитно-метаморфической коры материков — фундаментов древних платформ (около 1600 млн. лет).

3. Палеозой — мезозой, отвечающий началу распада Гондваны и орогенной стадии формирования герцинид, сопровождаемой мощным проявлением внутриконтинентального вулканизма (около 250—230 млн. лет).

4. Юра — мел, совпадающий с невадийской эпохой внутриматерикового дейтероорогенеза и атлантическим этапом формирования океанической земной коры (150—140 млн. лет).

Первый из этих рубежей знаменует начало уранового рудообразования на Земле. Массивы калиевых гранитов явились первыми концентраторами рассеянного урана. Размыв этих массивов в условиях протоконтинентов положил начало формированию урановосных россыпей — кварцевых конгломератов с пиритом. Образованию именно таких концентраций способствовали слабокислородная (бескислородная) атмосфера и особый орогенный режим, формировавший слаборасчлененный рельеф, благоприятствовавший длительному химическому выветриванию и развитию стабильных областей аккумуляций минералов урана, тория, редких земель и золота.

Граница протерозоя — рифея отмечена массовым проявлением гранитоидного магматизма и гранитизации, охватившими ранее сформированные архейские ядра кратонов. Эти процессы обусловили дифференциацию магматизма с возникновением первых массивов щелочных пород и карбонатитов, среди которых имелись урановосные разности. Впервые проявившиеся на этом этапе процессы протоактивизации кратонизированных областей обусловили магматогенную и метасоматическую переработку блоков ранней консолидации, т. е. переплавку пород с повышенной урановосностью, что определило формирование обогащенных остаточных расплавов и гидротермальных систем и появление первых альбититовых и гидротермальных месторождений урана.

Позднее, в гренвильскую, байкальскую и каледонскую эпохи этот процесс получил дальнейшее развитие. Усиление эпиплатформенного орогенеза, создание расчлененного рельефа с поднятиями и впадинами способствовало возникновению направленной инфильтрации подзем-

ных вод и формированию зон пластового окисления и связанных с ними инфильтрационных месторождений. Первые месторождения такого рода известны с силура, однако до появления наземной растительности континентальные и прибрежные песчанистые осадки еще недостаточно обогащались органическим веществом и имели низкую восстановительную емкость. Процесс образования инфильтрационных месторождений урана резко интенсифицируется с верхнего девона (с появлением наземной растительности).

В девоне резко возрастает также роль континентального вулканизма, возникают протяженные вулканические пояса. Формирующиеся в таких поясах гидротермальные системы определяют образование новых типов урановых месторождений, связанных с вулканотектоническими структурами. Этот процесс усиливается в невадийскую эпоху.

С начала мезозоя рифтогенез и распад Гондваны обусловили возникновение таких эпиконтинентальных структур, как грабены и горсты. В первых из них появились своеобразные стратиформные месторождения сложного генезиса (известны в шт. Колорадо и на севере ЧССР), а во-вторых, проявился субвулканический щелочной магматизм, сопровождавшийся формированием гидротермальных магматогенных месторождений.

В альпийскую и современную эпохи широкое развитие получили амагматические дейтероорогенные процессы. Создание мощных гопных систем и сопряженных с ними впадин, заполненных ри[illegible]ми отложениями платформенного чехла, оптимизировало услови[illegible] для возникновения инфильтрационных гидрогенных месторождени[illegible]ний, ко проявившихся в эту эпоху на всех континентах.

Как видно из приведенных данных, месторождения урана, возникающие на определенных этапах развития земной коры, проявляются и в более поздние эпохи. Однако на каждом из крупных этапов уранового рудообразования формируются свои ведущие типы месторождений, которые определяют облик отдельных урановых рудных провинций. Закономерная смена типов урановых месторождений по мере эволюции литосферы обусловлена особенностями геохимии урана, направленным изменением режимов тектогенеза, осадконакопления и магматизма, а также состава атмосферы и гидросферы и развития биосферы, определявшей поступление в геологические формации одного из важнейших восстановителей — органического вещества.

Эволюция типов урановых месторождений в геологической истории отображена на рис. 33. Как видно из схемы, для образования каждого типа урановых месторождений намечается один или несколько геоисторических максимумов. Для некоторых типов эти максимумы совпадают. Одновременно отмечается ряд эпох минимального образования урановых месторождений всех типов. Один из таких отчетливых минимумов отвечает длительному периоду (1500—600 млн. лет) и соответствует экстремуму значительного накопления органического вещества в морских осадочных толщах, вероятно сопровождавшемуся

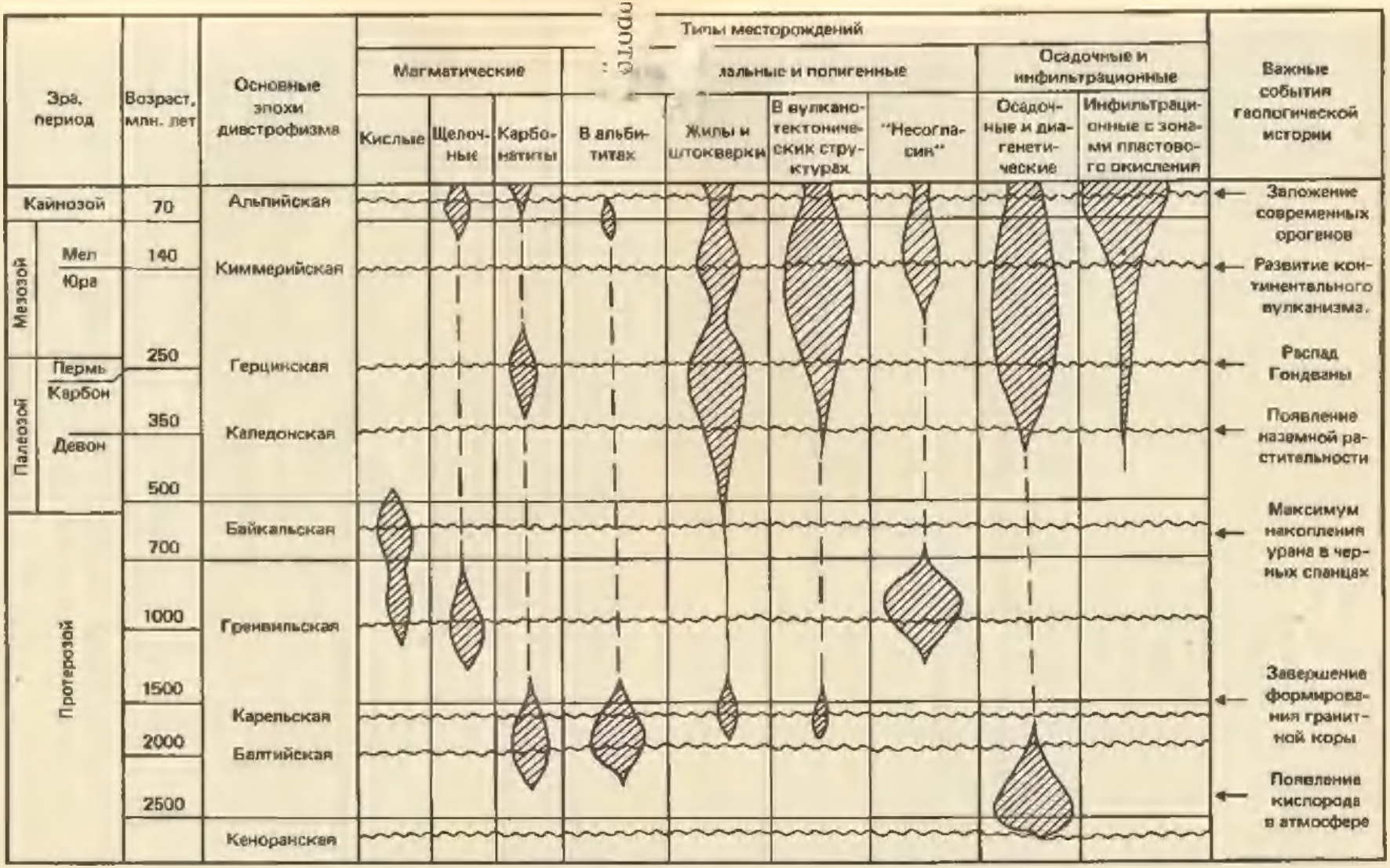


Рис. 33. Схема эволюции типов урановых месторождений в геологической истории

захватом больших количеств урана и захоронением его в слабоурановосных породах (черных сланцах).

Ориентируясь на закономерности, вытекающие из схемы, можно видеть, что для альпийской эпохи ведущим типом урановых месторождений оказываются инфильтрационные. Однако определенную роль играют гидротермальные месторождения. Герцинская эпоха отвечает «расцвету» гидротермальных и седиментационно-диагенетических месторождений. Эпоха каледонид — началу массового образования жильных и штокверковых гидротермальных месторождений. Гренвильская — полигенных месторождений, так называемого типа «несогласия», а балтийско-карельская — урановосных альбититов. Наконец, в посткеноранское время образовывались исключительно урановые месторождения в древних конгломератах, являющиеся первыми в ряду промышленных концентраций урана.

Особенности эволюции уранового рудообразования во времени подлежат дальнейшему изучению. Приведенные сведения следует рассматривать лишь как принципиальную схему. Вместе с тем, решение задач геологического прогноза в урановой геологии в настоящее время уже не может быть достаточно эффективным без учета этих закономерностей.

Глава V

ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

1. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ

Под поисками понимается совокупность геологоразведочных работ, направленных на нахождение новых промышленных источников минерального сырья. В основе поисков лежит выявление на изучаемой территории характерных признаков месторождений, в качестве которых могут выступать геофизические аномалии, первичные и вторичные ореолы рассеяния различного типа, определенные разновидности измененных пород и т. п. Радиоактивность урана позволяет использовать при поисках месторождений различные модификации радиометрических методов.

На этапах становления урановой геологии, в условиях отсутствия определенных представлений о закономерностях локализации урановых руд, поиски урана осуществлялись преимущественно путем тотального проспекторского радиометрического изучения территорий. Однако по мере исчерпания фонда легкооткрываемых месторождений, обусловившего необходимость применения при радиометрических проспекторских поисках все более глубинных и соответственно дорогостоящих технических средств, а также в связи с накоплением знаний в области

металлогении урана, все большее место в поисковом комплексе стал занимать геологический прогноз.

Усиление прогнозной компоненты, в свою очередь, обусловило внедрение в поисковый комплекс различных косвенных геофизических методов — магниторазведки, гравиразведки и других, способствующих расшифровке геологической структуры районов, без которой прогноз оказывался невозможным. Кроме того, усиление роли прогноза повысило требования к полноте и достоверности информации предшествующих стадий, в первую очередь геологической съемки. При этом оказалось, что существующие карты далеко не всегда удовлетворяют прогнозным целям и возникла необходимость введения в геологоразведочный процесс таких стадий, как геологическое доизучение и минерагеническое (специализированное) картирование.

Развитие прогнозного направления изменило также требования к предварительному радиометрическому изучению поисковых площадей, целью которого становится не столько выявление локальных радиоактивных аномалий, сколько получение полноценных радиометрических карт, анализируемых в процессе прогноза наравне с другими геофизическими и геохимическими картами. Изменение этих требований обусловило необходимость более строгого метрологического обеспечения радиометрических съемок, часто не соблюдавшегося при проспекторском их проведении.

Особенность поисковых работ как производственного процесса заключается в том, что эффективность их проведения имеет постоянную и объективную тенденцию к снижению, так как с выявлением каждого месторождения вероятность открытия новых объектов в том же районе уменьшается. Соответственно проблема совершенствования методики поисков является перманентной проблемой, решение которой все более осложняется.

Урановые месторождения в большинстве случаев характеризуются низким содержанием урана. При таких содержаниях основные физические свойства руд (магнитность, плотность, электропроводность) оказываются практически неотличимыми от вмещающих пород. Единственным характерным свойством урановых руд оказывается их радиоактивность. Однако проникающая способность естественного радиоактивного излучения измеряется первыми десятками сантиметров. Таким образом, единственным способом, позволяющим однозначно зафиксировать наличие урановых руд на достаточно большой глубине, является вскрытие этих руд выработкой (скважиной).

По этой причине успешное решение задачи локального прогнозирования и выделение перспективных участков для бурения для урана зависят от эффективности работ всего прогнозно-поискового комплекса. Путь такого решения заключается в совершенствовании методов прогноза, критериев и признаков металлогенических таксонов и методов анализа исходной информации на базе современных математических методов и вычислительной техники.

Современная методология прогноза и поиска урановых месторождений опирается на следующие общие положения.

1. Урановые месторождения распределены в земной коре неравномерно и образуют скопления различного масштабного порядка (поля, районы, пояса, провинции и т. п.), положение которых мотивируется особенностями структуры и историей развития соответствующих геоблоков.

Последовательное выделение геоблоков все более высокого уровня и меньшего масштаба ведет к локализации площадей с максимальной вероятностью наличия месторождений.

2. Образование урановых руд может рассматриваться как процесс многостадийного концентрирования под действием телескопированно (во времени и пространстве) проявлявшихся процессов, обусловливавших местное нарушение энтропии. В общем случае, чем большее число таких телескопированных этапов наблюдалось на данной территории, тем выше вероятность появления на ней крупных локальных концентраций урана, т. е. месторождений. Вне пределов развития ранних процессов концентрации урана, на поздних этапах формируются единичные и преимущественно мелкие рудные объекты.

3. В каменной летописи геологического развития регионов неизбежно бывают запечатлены следы ранних этапов концентрации урана, сохраняющиеся в виде радиогеохимически специализированных геологических комплексов и формаций. Эти комплексы и формации могут рассматриваться как поисковые признаки металлогенических таксонов высшего масштабного уровня — урановорудных провинций, районов, поясов, зон.

Подобные признаки, благодаря значительному объему соответствующих геологических образований, могут быть сравнительно легко обнаружены даже в неблагоприятных природных условиях (малый эрозионный срез, плохая обнаженность), резко снижающих вероятность обнаружения собственно месторождений.

4. Каждое месторождение само по себе есть уникальный природный объект, однако группы месторождений, генетически связанные с определенными этапами и эпохами развития земной коры, обладают достаточно устойчивыми общими признаками, позволяющими разрабатывать обобщенные модели объектов поиска и формулировать геологические критерии выделения вмещающих их геоблоков и признаки проявления в геохимических и других полях.

В соответствии с этими положениями общая схема прогнозно-поисковых работ может быть представлена в следующем виде (рис. 34).

Главным ведущим принципом, определяющим рациональную стратегию прогнозно-поисковых работ, является принцип последовательных приближений. В результате проводимых полевых исследований и анализа материалов этими работами должны последовательно прогнозироваться и выделяться урановые металлогенические таксоны по крайней мере трех рангов: провинция, район или рудный узел (зона) в пределах провинции и, наконец, месторождение в пределах района (узла, зоны).

Рис. 34. Схема проведения прогнозно-поисковых работ.

Следует отметить, что накопленный опыт поисков еще в значительной степени опирается на результаты раннего этапа проспекторских работ. Большинство урановорудных провинций были определены еще на этих этапах, причем путь к их открытию, по-существу, являлся обратным: от практически случайно открытых месторождений — к полям, районам и т. д. При этом прогнозные построения в ранние периоды основывались преимущественно на визуальных, легко картируемых чертах открытых объектов, в качестве которых доминирующее положение обычно занимал состав вмещающих пород, рассматривавшийся как-бы обособленно, в отрыве от общих условий формирования включающих их формаций.

Такие прогнозы нередко заводили в тупик. Так, первые месторождения альбититовой формации были открыты в толщах железистых метаосадков, что на долгие годы стало определяющим критерием прогноза этого типа, пока новые, случайные открытия не показали инвариантность процесса альбитизации к составу вмещающих пород и определяющее его значение для рудообразования. В провинции, где ведущим типом рудолокализующих структур в конечном итоге оказались вулканотектонические депрессии, первые случайные находки были сделаны в гранитоидах обрамления и осадочно-пирокластических слоях разреза, что надолго «замкнуло» поиски только на площадях развития этих образований. Подобные примеры значительно подорвали доверие к самой возможности

эффективного прогнозирования, что обусловило живучесть идей необходимости «тотального» опоискования, влияние которых иногда наблюдается и сейчас. При этом немалый негативный опыт безуспешного проведения детальных поисковых работ на территориях, которые по современным представлениям не могут рассматриваться в качестве урановорудных провинций и районов, объясняется в основном недостаточно глубинным и качественным опоискованием и игнорируется, что нельзя считать правильным.

2. ВЫДЕЛЕНИЕ УРАНОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Выделение урановорудных провинций на современном уровне металлогенических представлений может быть произведено достаточно уверенно. Все урановые провинции располагаются на древнем гранитоидном кристаллическом основании и являются тектонически относительно стабильными областями. В их пределах земная кора обладает двух- или трехслойным строением, при мощности от 35—40 км в провинциях древних платформ до 40—45 км в провинциях складчатых областей.

На древних платформах урановые провинции тяготеют к архейским блокам, претерпевшим протерозойскую гранитизацию и метаморфизм. В складчатых поясах — к срединным массивам и активным окраинам континентов в пределах перигеосинклинальных или интракратонных эпиплатформенных орогенных поясов, обычно рассматриваемых как области отраженной или автономной тектономагматической активизации, связанные с процессами эпиплатформенного орогенеза или рифтообразования [11, 50, 51].

Выделение урановых провинций в общем случае может быть произведено на основе анализа мелкомасштабных (1:1 000 000 и мельче) геологических и других карт без проведения специальных работ. Однако провинции представляют собой очень крупные таксоны площадью до 1 млн км^2, и их выделение в большей степени имеет значение отбраковки прочих территорий, чем локализации площадей для поисков [20, 50].

Выделение в пределах урановорудных провинций новых урановорудных районов (узлов) оказывается более сложным, прежде всего, потому, что требует абстрагирования от полной геологической аналогии с известными объектами и ориентировки на возможность выявления не только известных, но и новых типов месторождений, а следовательно, формирования соответствующих моделей. Важность подобного подхода следует из опыта открытия таких районов, как Северочешский в Центрально-Европейской урановорудной провинции, характеризующийся принципиально отличным типом и возрастом месторождений от известных с XIX в. рудногорских жил.

В провинциях древних платформ урановорудные районы тяготеют к областям сопряжения архейских гранитогнейсовых массивов с рание- или позднепротерозойскими складчатыми системами, а также участкам

архейского фундамента, охваченным позднепротерозойской гранитизацией. Для них характерны проявления диафтореза, щелочного метасоматоза и другие признаки активного перераспределения вещества, а также наличие сложной системы региональных разломов глубинного заложения (подкоровых и внутрикоровых).

В провинциях геосинклинально-складчатых областей урановорудные районы располагаются в орогенных поднятиях наиболее молодого из проявленных тектономагматических циклов, захватывая краевые зоны сопряженных с поднятиями прогибов. Они отличаются широким развитием орогенного и посторогенного магматизма в интрузивной, субвулканической и континентальной эффузивной фациях.

В областях тектономагматической активизации урановорудные районы тяготеют к активизированным депрессионным блокам платформ с сохранившимся осадочным чехлом (инфильтрационные месторождения) или блокам поднятий с субвулканическим или вулканическим магматизмом субщелочной или базальт-риолитовой формации (гидротермальные месторождения).

Необходимо отметить, что тектономагматическая активизация, проявляясь в пределах урановорудных провинций, сформировавшихся в ранние этапы развития, приводит к образованию районов, связанных со структурами активизационного этапа — вулканотектоническими депрессиями, грабенами и т. п. Однако отрицательные структуры этого типа отвечают урановорудным районам только в том случае, когда их субстратом служат очагово-купольные структуры, входящие в состав сводовых поднятий. Подобные поднятия иногда отчетливо дешифрируются по космоснимкам в виде овальных и кольцевых структур диаметром 100—200 км.

В радиогеохимическом отношении признаками районов является развитие разновозрастных специализированных на уран геологических формаций с общими запасами аномального урана (в сравнении с региональными кларками) порядка $n \cdot 10^6$ т, а также наличие очаговых зон интенсивного перераспределения урана (в сравнении с местным фоном).

Выделение в пределах определившихся рудных районов металлогенических таксонов более высокого ранга (узлов, полей) и самих месторождений опирается, прежде всего, на анализ структурной обстановки с выделением благоприятных сочетаний рудоподводящих (разломы, проницаемые горизонты) и рудолокализующих структур (структурные ловушки и геохимические барьеры зоны различного типа).

3. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Изучение геохимических полей производится геохимическими методами, которые для нерадиоактивных элементов, в основном, выполняются путем отбора с изучаемой территории по определенной

системе проб и исследования вещества этих проб в лаборатории различными качественными, полуколичественными или количественными методами.

Подобные методы находят применение и для урана, однако радиоактивность во многих случаях позволяет оценивать его концентрацию непосредственно на точках наблюдения в поле.

Традиционно радиометрические методы относятся к методам геофизическим, хотя геофизическим здесь остается только способ оценки концентраций, в то время как целевое назначение метода — изучение пространственного распределения элемента — отвечает задачам геохимических исследований.

Соответственно радиометрические методы могут рассматриваться как литогеохимические, с оценкой содержания *in situ*.

В целом при изучении геохимических и радиогеохимических полей при прогнозно-поисковых работах на уран используются все разновидности геохимических исследований: литохимические (в том числе радиометрические), атмохимические, гидрохимические и минералогические.

Радиометрические методы. К радиометрическим относят методы, основанные на измерении естественной радиоактивности горных пород и рудных скоплений и оценке по интенсивности излучения содержаний в них тех или иных радионуклидов (урана, тория или калия).

В настоящее время используются методы интегрального измерения гамма-радиоактивности, при которых оценивается суммарное излучение всех трех указанных нуклидов и дифференциального (спектрометрического) измерения, позволяющие по характерным спектральным линиям гамма-излучения раздельно оценивать содержания урана (по радию), тория и калия [40].

Интегральные измерения суммарного гамма-излучения осуществляются наиболее просто с помощью стандартных радиометров. Использование таких измерений для целей геохимического картирования и поисков исходит из постулата, что отношение концентраций радионуклидов для изучаемой площади постоянно. При этом с интенсивностью гамма-излучения оказывается возможным оперировать как с величиной концентрации элемента, т. е. вводить понятие нормального геохимического поля и его аномальных значений. Выделяемые аномалии служат при этом признаками скоплений радиоактивных руд. Однако при обнаружении аномалии возникает задача оценки ее природы, т. е. выяснения обусловленности ее повышенными концентрациями урана (радия) или тория. Указанная задача может быть решена путем дополнительных спектрометрических измерений или отбором проб на лабораторные исследования.

Если аномалия вызывается повышением содержания урана при фоновом содержании тория, то аномальная гамма-активность прямо пропорциональна аномальному содержанию урана. При таком допущении предел применимости количественных оценок содержаний урана весьма низок и при каротаже составляет около 2 — 3 г/т, что позволяет изучать радиометрическими методами фоновые распределения урана.

Таблица 18

Энергии характеристического излучения природных радионуклидов

Определяемый нуклид	Измеряемый нуклид	Энергия характеристического излучения	
		фДж	МэВ
U(Ra)	^{214}Bi	179	1,12
		282	1,76
Th	^{208}Tl	420	2,62
K	^{40}K	234	1,46

Однако исходный постулат равенства отношений концентраций радионуклидов может быть принят далеко не во всякой геологической ситуации: 1 г тория в равновесии со всеми продуктами распада эквивалентен по гамма-излучению примерно 0,45 г равновесного урана, а 1 г природного калия (по ^{40}K) — $2 \cdot 10^{-4}$ г урана. Таким образом, если содержанием калия при выделении урановых аномалий можно в общем случае пренебречь, то присутствие тория может оказывать значительное маскирующее воздействие. Довольно часто поведение урана и тория в природных процессах оказывается полярно противоположным и слабые урановые аномалии проявляются на фоне пониженных ториевых концентраций, что затрудняет, а иногда и исключает фиксацию аномалий при интегральных измерениях.

Спектральные (дифференциальные) измерения гамма-излучения производятся специальными приборами — спектрометрами, позволяющими фиксировать интенсивность гамма-излучения в нескольких интервалах энергетического спектра. Для урана (радия) и тория используются спектральные линии излучения короткоживущих продуктов распада радона и торона, а для калия — стабильного изотопа ^{40}K (табл. 18).

Точность спектральных определений концентраций U и Th зависит от радиоактивного равновесия между определяемым и измеряемым радионуклидом, а для калия — от содержания изотопа ^{40}K в природном (постоянно и принимается 0,0119%).

Равновесие в ряду тория устанавливается в течение десятков лет и практически природные ториевые концентрации всегда могут считаться равновесными.

Равновесие в ряду U — Ra устанавливается около 1,5 млн лет, в течение которых разная миграционная способность этих элементов может приводить к их обособлению. Процессы такого разделения обычны в условиях развития зон химического выветривания, особенно в аридных зонах.

Воспроизводимость оценок концентраций отдельных элементов по гамма-спектральным дистанционным измерениям существенно ниже воспроизводимости измерений по интенсивности суммарного гамма-излучения. В связи с этим такие оценки при их фоновых концентрациях оказываются полуколичественными. Количественными их можно считать только при аномальных концентрациях урана или тория.

Радиометрическими методами решаются следующие прикладные геохимические задачи:

— картирование пространственного распределения суммарной радиоактивности, которая может рассматриваться как аддитивная величина концентраций урана, тория, калия или как величина концентраций урана в предположении, что содержания тория и калия в пределах данной литогеохимической разновидности пород на изучаемом участке — величины постоянные;

— выделение радиоактивных аномалий с последующим определением их геохимической природы;

картирование пространственного распределения урана, тория, калия спектрометрическими методами с построением радиогеохимических карт или оценкой дифференцированных содержаний при аномальных концентрациях.

Применение радиометрических методов возможно в аэро, наземном (пешеходные и автомобильные) или каротажном варианте.

Аэрогаммаспектрометрическая съемка (АГС-съемка) применяется для экспрессного составления радиогеохимических карт крупных территорий, а также обнаружения локальных аномалий, как поисковых признаков месторождений [3, 20, 51, 63].

Для проведения АГС-съемки используют аэрогаммаспектрометры, входящие в состав аэрогеофизических аппаратурных комплексов, включающих аппаратуру для магниторазведки, электроразведки и обслуживающие устройства штурманской привязки, регистрации данных и другие, размещаемых на одном носителе (самолете, вертолете). Серийными такими комплексами являются станция СКАТ-77 и ее модификации.

Гамма-спектрометр станции СКАТ-77 обеспечивает измерение энергии гамма-излучения в диапазоне 40—480 фДж (0,25÷3,0 МэВ).

Вся информация, полученная при АГС-съемке станцией СКАТ-77 одновременно наносится на бумажные ленты аналоговой и цифровой записи, предназначенные для обработки вручную и на магнитную ленту, которая дает возможность применять автоматизированные системы обработки аэрогеофизических данных.

Переход от параметров гамма-излучения к концентрации (массовой доле) урана (по радию), тория и калия осуществляют путем эталонировки аппаратуры на больших и малых моделях с известным содержанием радионуклидов или по результатам аэрогаммаспектрометрических измерений на полигонных участках, где концентрации определены по результатам специального наземного изучения.

АГС-съемку проводят на специально оборудованных самолетах (АН-2, АН-30) и вертолетах (МИ-4, МИ-8, К-26). Высота полета зависит от сложности рельефа местности и должна обеспечивать безопасность полета и оптимальные условия проведения съемки (табл. 19). Максимальная высота полета со стандартной аппаратурой, при которой возможно проведение кондиционных для геохимических исследований работ — 75 м. При увеличении объема детекторов высота полета может быть увеличена до 100—120 м.

Таблица 19

Рекомендуемые высоты аэропоисков

Тип рельефа	Минимально допустимая (безопасная) высота полета, м	Интервал рабочих высот, м
Равнины, гряды, холмы, горные плато с колебаниями высот до 200 м	25	25—50
Холмы, гряды, горные равнины с колебаниями высот от 200 до 500 м	50	50—75
Пересеченная горная местность с колебаниями рельефа выше 500 м	75	75—100
Местность с абсолютной высотой более 2500 м	100	100—130

АГС-съемки при прогнозно-поисковых исследованиях на уран обычно проводят в масштабах 1:200 000 или 1:50 000—1:25 000, реже в более детальном масштабе (1:10 000) (табл. 20).

АГС-съемки масштаба 1:200 000 проводятся с целью радиогеохимического картирования крупных территорий и выявления признаков металлогенических таксонов низкого ранга (рудных районов, узлов).

Съемки более крупного масштаба имеют целью составление радиогеохимических карт потенциально перспективных территорий с выделением признаков металлогенических таксонов более высокого ранга (рудных полей, месторождений).

Благоприятны для проведения АГС-съемки территории, где выходы коренных пород на дневную поверхность занимают не менее 30% площади. В закрытых районах АГС-съемкой картируют распределение радионуклидов в рыхлом чехле. Однако при преимущественно авто-

Таблица 20

Целевое назначение и виды аэрогаммаспектрометрических съемок при поисках и прогнозировании месторождений урана

Назначение	Масштаб съемки	Межмаршрутное расстояние, м	Максимальная длина маршрута, км	Вид съемки
Рекогносцировочная оценка радиогеохимических особенностей территории	1:500 000 1:1 000 000	5000 10 000	До 500	Мелкомасштабная, обзорно-рекогносцировочная
Создание аэрогеофизической основы для прогнозно-металлогенических построений	1:200 000	2000	300	Среднемасштабная
Поиски месторождений	1:25 000 1:50 000	250—500	30—50	Крупномасштабная
Детальное радиогеохимическое картирование и поиски	1:10 000	100	15	Детальная

хтонном характере этих образований распределение радионуклидов в чехле может считаться достаточно точно соответствующим их распределению в коренных породах.

Автоматизированная обработка данных АГС-съемки, помимо карт геохимических полей каждого радионуклида, позволяет получать различные комплексные карты (корреляционных зависимостей концентраций нуклидов, трендповерхностей этих концентраций, совмещенных распределений концентраций в условных цветах и др.). Анализ таких карт позволяет выявлять дополнительные признаки интересующих металлогенических таксонов, составлять ландшафтно-геохимические карты и решать ряд других задач прогнозно-поисковых исследований.

Возможность автоматизированной обработки и комплексного анализа делает АГС-съемки необходимым звеном прогнозно-поискового комплекса даже в тех случаях, когда по природным условиям возможность прямого обнаружения месторождений по соответствующим аэроаномалиям представляется маловероятной [3, 20, 23, 31, 51].

Наземная спектрометрическая съемка может выполняться в автомобильном и пешеходном вариантах.

Автомобильная спектрометрическая съемка, благодаря малой скорости движения по сравнению с аэросъемкой, обладает более высокой разрешающей способностью для выявления аномалий небольших площадных размеров. Поэтому ее рационально применять для прямых поисков месторождений урана в пределах перспективных зон с благоприятными природными условиями. Возможности автосъемки ограничиваются условиями рельефа (углы склонов не более 8—10°), отсутствием залесенности и заболоченности.

Скопления урановых руд и их открытые вторичные ореолы рассеяния отмечаются аномалиями по общему гамма-излучению 1—5 пА/кг (15—60 мкР/час) и содержаниями урана (по радию) — $(10—100)\cdot10^{-4}$%. Слабопроявленные ореолы рассеяния характеризуются слабодифференцированными гамма-полями 0,2—1,0 пА/кг (3—15 мкР/ч), содержаниями урана до 10^{-4}%. По результатам съемки составляют радиогеохимические карты.

Пешеходная спектрометрическая съемка производится с помощью переносных приборов с последовательным или одновременным измерением.

В приборах, выпускаемых с 1982 г. (РКП-305), предусматривается одновременное измерение и автоматическая обработка данных с выдачей на цифровой регистратор содержания нуклидов. Однако время одного измерения достаточно велико и составляет на поверхности 60 с, а в шпуре — 120 с. По этой причине применение спектрометрических съемок рационально при детальных работах по проверке аномалий, выявленных другими методами (с целью установления их природы), или в районах, характеризующихся наличием урана и тория, вследствие чего необходима разбраковка аномалий при съемке.

Таблица 21

Расстояния между профилями и точками измерений в зависимости от масштаба съемок

Масштаб	Расстояние между профилями, м	Расстояние между точками на профиле, м
1:50000	500	20—50
1:25000	250	10—20
1:10000	100	5—10
1:5000	50	5
1:2000	20	2

Пешеходная гамма-съемка с интегральным измерением радиоактивности — основной вид наземных радиометрических работ при поисках месторождений урана.

В зависимости от геологических задач, масштаба поисков, глубины залегания представительного горизонта пешеходная гамма-съемка проводится в следующих модификациях:

— площадная поверхностная съемка в масштабах 1:200000, 1:50000, 1:25000, 1:10000 и крупнее;

— шпуровая съемка в масштабах 1:50000—1:2000;

— каротаж поисковых скважин при глубинных поисках на площадях, закрытых чехлом рыхлых отложений.

Рекомендуемая плотность сети наблюдений при радиометрических съемках различных масштабов приводится в табл. 21.

Поверхностная съемка выполняется в районах с мощностью рыхлых покровных отложений до 1 максимум 2 м и преимущественно автохтонном их составе. При большей мощности рыхлых отложений рекомендуется замена измерений на поверхности измерениями в шпурах глубиной не менее 0,5 м. Однако необходимость применения для проходки шпуров тяжелого ручного труда в настоящее время ограничивает возможности площадного применения шпуровых съемок. Опыт показывает, что при автохтонном покрове порядка 2 м эффективность шпуровой съемки для обнаружения аномалий не намного выше наземной, а при большей мощности или наличии аллохтонных слоев — обе модификации оказываются неэффективными и должны заменяться каротажом скважин, проходимых механическим способом.

Каротаж поисковых скважин может применяться как в интегральном (гамма-каротаж), так и в спектрометрическом вариантах. Применение последнего рационально в сложных уран-ториевых полях, а также в тех случаях, когда важным представляется получение дифференциальных радиогеохимических карт погребенных поверхностей.

Литогеохимические методы с отбором проб представляют собой изучение распределения содержаний урана и его элементов-спутников по определенной системе опробования. По способу опробования пробы бывают штуфные (точечные), бороздовые, пунктирно-бороздовые.

керновые, валовые и др. Масса пробы, система расположения проб и комплекс анализов определяются задачами, поставленными перед литогеохимическим опробованием. В качестве таких задач обычно ставятся:

1) выявление закономерностей распределения урана и сопутствующих ему элементов с выяснением геохимической специализации литолого-фациальных разновидностей пород, магматических и метаморфических образований, определением параметров фоновых распределений и первичных геохимических ассоциаций, как основы для выделения и интерпретации аномальных концентраций;

2) изучение поведения урана в эпигенетических процессах преобразования пород (гидротермально-метасоматических, гипергенных и др.) с целью выделения геохимических поисковых критериев и признаков промышленных концентраций урана;

3) геохимическое картирование участков радиоактивных и радиогеохимических аномалий (ореолов) как основы (с комплексом минералого-петрографических и геолого-структурных методов) геолого-генетической интерпретации объекта.

Литогеохимические пробы анализируются следующими методами:

— количественными — на уран и его элементы-спутники (круг последних определяется из имеющихся данных для искомых генетических типов месторождений);

— полуколичественными на элементы, концентрирующиеся в возможных дорудных и пострудных процессах;

специальными — направленными на решение частных задач. В качестве примеров можно привести различные изотопные методы осколковой радиографии для изучения распределения урана между минеральными компонентами породы, химический (силикатный) анализ для изучения петрохимических характеристик и т. д.

Большой объем аналитических работ на площадях исследований и сложность математического аппарата, обусловленная многофакторностью формирования наблюдаемых геохимических полей, предполагает использование ЭВМ для обработки результатов геохимических исследований. Среди имеющихся многочисленных систем и приемов таких программ на практике эффективными оказываются те и только те, в основе которых лежит более или менее четко сформированная концептуальная база, позволяющая не только осуществить проверку концепции по ее методологическим следствиям, но и позволяющая очертить границы, условия применения и правила интерпретации полученных результатов обработки. Все алгоритмы, основанные на машинном переборе и агрегировании исходной информации, дают удовлетворительные результаты только в пределах объектов, для которых эти алгоритмы адаптированы.

Атмогеохимические методы базируются на измерении продуктов радиоактивного распада урана и тория — инертных газов: стабильного He и радиоактивных — ^{228}Rn, ^{218}Rn (производные ^{238}U), ^{219}Rn (из ^{235}U) и ^{220}Rn (из Th), а также стабильного ^{40}Ar (из ^{40}K).

Кроме указанных в атмогеохимических методах могут использоваться газообразные соединения, возникающие в процессах рудоотложения и метаморфизма руд: углеводороды, возникающие в ходе окислительно-восстановительных реакций на восстановительных барьерах, CO_2, NH_3, H_2S и др. Эта группа компонентов указывает на проявленность геологических процессов, с которыми могут быть связаны промышленные концентрации рудных компонентов, в том числе и урана.

Наконец, атмогеохимические методы могут основываться на измерении газов, поступающих с недоступных для непосредственного изучения глубин земной коры. Наиболее интенсивно такие газовые потоки отмечаются в современных вулканических провинциях. Для их формирования достаточным условием служит наличие глубинных проницаемых (дренирующих) структур (разломов). В составе этой группы отмечаются: H_2, He, CO_2, C_n, H_m, N_2 и др. Во всех 3-х группах газовых компонентов встречаются одни и те же газы.

Миграционная способность газов определяется как свойствами самих газов, так и особенностями среды миграции. Сугубо приближенно можно разделить все газы на 3 группы.

Слабые мигранты, миграционная способность которых ограничивается временем жизни элемента, — таков радон, миграция которого заметна на десятки, реже первые сотни метров от источника.

Умеренные мигранты — к ним относятся природные газы, миграция которых ограничена их химической активностью. Расстояния, на которых фиксируются потоки таких газов, измеряются сотнями метров — первыми километрами.

Абсолютные мигранты — гелий и аргон, потоки которых рано или поздно выходят в атмосферу независимо от глубины расположения источника.

Сложность интерпретации атмогеохимических полей зависит от того, что измеряемая концентрация газовой компоненты в значительной мере определяется условиями миграции. Эти условия меняются от точки к точке, что исключает количественный и затрудняет даже качественный анализ атмогеохимических полей. Более стабильны и пригодны для анализа атмогеохимические поля, полученные при изучении распределения газовых компонентов в природных водах. Преимуществом атмогеохимических методов является независимость от типа перекрывающих отложений (автохтон — аллохтон), лишь бы они были газопроницаемыми.

Эманационные методы основаны на измерении концентраций радона в почвенном воздухе или природных водах (из последних радон извлекается при прокачке пробы воды атмосферным воздухом) экспрессными или экспозиционными методами [20, 71, 51].

Глубинность эманационной съемки определяется временем, за которое радон, мигрируя от источника (рудного тела) до глубины измерения его концентрации (~0,5 м), не успевает распасться. Если допустить диффузионную модель переноса радона, глубинность,

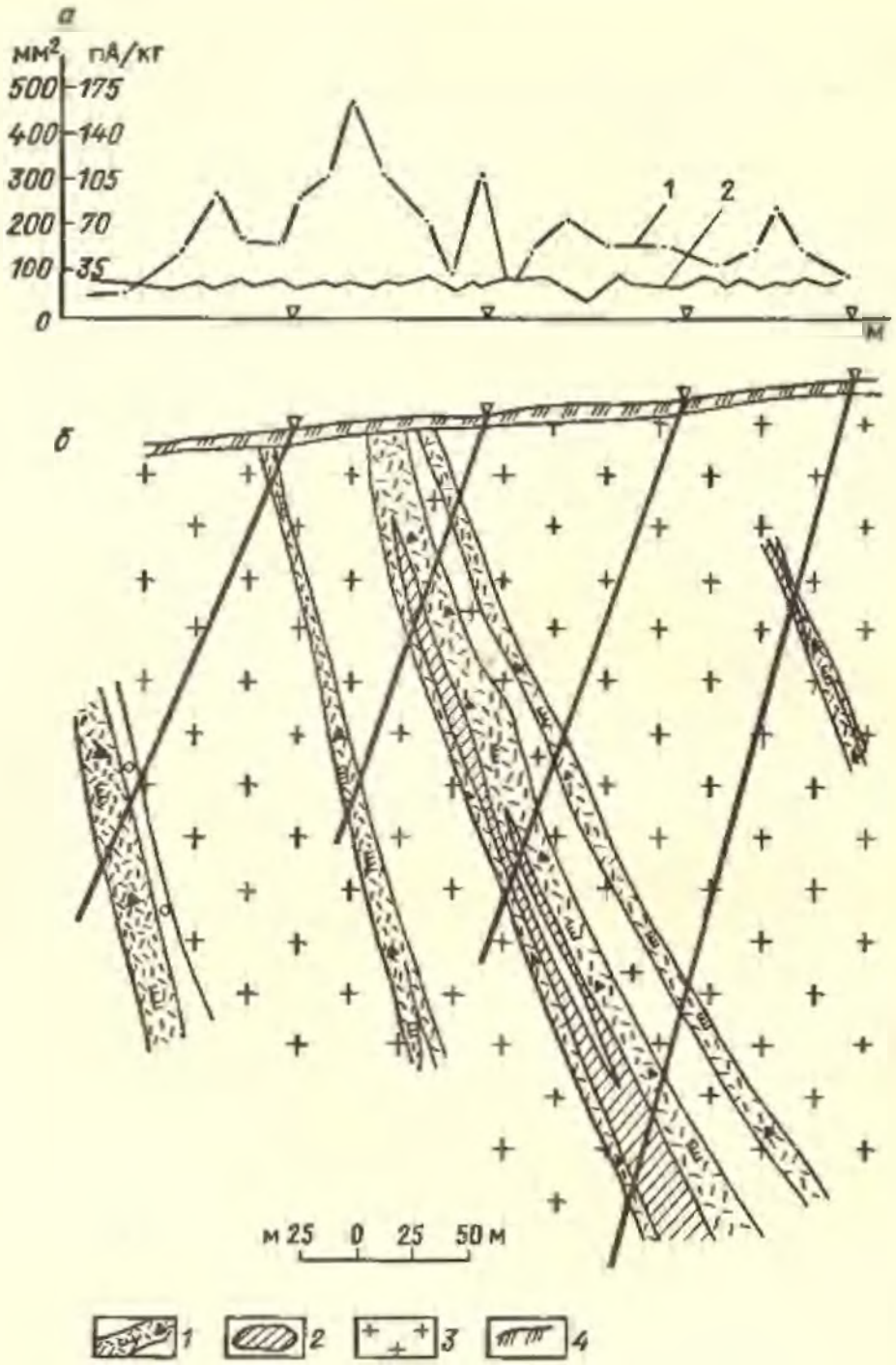


Рис. 35. Результаты ЭТМ-съемки и шпуровой гамма-съемки по профилю на участке месторождения со слепыми жилообразными телами:

а — данные съемок по профилю: *1* — данные ЭТМ в треках на мм², *2* — данные шпуровой съемки, *б* — разрез по данным последующего бурения. *1* — зоны дробления, *2* — урановые руды, *3* — граниты, *4* — рыхлые отложения

по-видимому, не должна превышать 10 м. Однако возможна и другая модель, в которой перенос радона осуществляется микропузырьками, быстро всплывающими в заполняющих поры и трещины пород подземных водах. В этом случае глубинность может быть значительно большей (рис. 35).

Экспрессные методы основаны на принудительном отборе проб подпочвенного воздуха и измерении интенсивности его ионизации α-частицами, возникающими при распаде эманаций или регистрации сцинтилляций, в результате воздействия этих частиц на сцинтиллирующий состав.

Сцинтилляционный метод измерения объемной активности эманаций по их α-излучению реализован в радиометре α-активных газов РГА-01, серийно выпускаемом промышленностью.

Чувствительность прибора составляет для различных условий измерений от 10^{-3} до 10^{-1} Бк/м^3.

Объем отбираемой пробы анализируемого воздуха составляет не менее $6 \cdot 10^{-4}$ м^3 (0,6 л), скорость отбора не менее 1,8 л/мин. Уровень собственного фона радиометра не превышает $3{,}1 \cdot 10^{2}$ Бк/м^3. Максимальное время измерения при активности $3{,}15 \cdot 10^{2}$ Бк/м^3 не превышает 800 с, время непрерывной работы не менее 8 ч при нестабильности не более ±5%, рабочий диапазон температур, в котором работает прибор от +5 до +50° С. На результаты экспрессной эманационной съемки большое влияние оказывает изменение метеорологических условий — барометрического давления, влажности, температуры, дождя, скорости ветра и так далее, что может привести к вариациям концентрации эманации в три-пять раз и более превышающим средние значения. Съемка не может проводиться на заболоченных участках.

Экспозиционные эманационные методы основаны на измерении воздействия α-излучения продуктов распада радона на некоторый детектор, экспонируемый в точке измерения в течение длительного времени (от нескольких часов до десятков суток). К экспозиционным эманационным методам относят [71]:

— эманационный трековый (ЭТМ),
— активного налета (САН);
— электронной альфаметрии;
— термолюминесцентных дозиметров (ТЛД).

Эманационный трековый метод (ЭТМ) использует различные типы пленочных детекторов (отмытые от эмульсии кино-, фото-, рентгеновские пленки и т. п.) площадью 1—2 см^2. Наиболее эффективны двухслойные пленки на основе нитрата целлюлозы [71].

Пленочные детекторы устанавливаются в измерительной камере, которая помещается на глубину 0,6—0,7 м в зонд-кассете в специально пройденных копушах или шпурах.

Проходя через вещество пленочного детектора и взаимодействуя с ним, α-частицы нарушают его структуру и образуют визуально невидимые каналы длиной в десятки микрометров и диаметром до 0,01 микрометра. Проявление этих каналов (треков α-частиц) достигается химической обработкой детекторов щелочами.

Количество треков α-частиц на единице площади пленочного детектора, характеризующее концентрацию эманаций в подпочвенном воздухе, в большинстве случаев определяется с помощью оптических микроскопов. Подсчет треков — достаточно трудоемкая операция.

Существуют установки, позволяющие ее автоматизировать, но широкого распространения они не получили.

Преимуществом ЭТМ является возможность исследований на заболоченных и обводненных территориях, в таежной и тундровой ландшафтных зонах, где традиционные радиометрические и геохимические методы применять практически невозможно.

Способ активного налета (САН) основан на сорбции продуктов распада радона и измерении α-активности сорбента.

При этом способе в измерительную камеру объемом 1 $дм^3$ помещается диск из материала, хорошо сорбирующего продукты распада радона (полиэтилен, резина, текстолит, стекло, алюминиевая фольга и т. д.) площадью 60—80 $см^2$. Измерительная камера помещается в копушу или шпур и экспонируется 3—10 часов — время, достаточное для установления стационарного режима в месте установки камеры и равновесия между радоном и продуктами его распада. Альфа-активность экспонированного диска сорбента определяется в лаборатории α-радиометром. Метод САН дает результаты, близкие к трековому, но требует меньших экспозиций.

В методе электронной альфаметрии для измерения α-излучения используют специальные приборы — альфометры, оснащенные кремниевым полупроводниковым детектором.

При попадании α-частиц, возникающих при распаде эманаций и продуктов их распада, в детектор, устанавливаемый в копуше или шпуре на глубину 0,6—0,7 м, возникает ток, пропорциональный энергии регистрируемой частицы, преобразуемый в импульс напряжения, который после обработки выдается на индикатор.

Высокая чувствительность альфометров достигается за счет большой поверхности полупроводниковых детекторов (100—400 мм) и высокой эффективности регистрации α-частиц.

Преимуществом альфометров перед другими экспозиционными эманационными методами является возможность получения информации на точке наблюдения в любой момент экспонирования, без извлечения измерительной камеры из грунта, что дает возможность использовать их для изучения временных вариаций концентрации при исследованиях, прогнозировании и изучении геодинамических явлений и т. п.

Метод термолюминесцентных дозиметров (ТЛД) основан на накоплении определенными химическими веществами — радиолюминофорами энергии γ-излучения, которая освобождается при нагревании этих веществ в виде фотонов света, регистрируемых ФЭУ. Интенсивность свечения люминофора пропорциональна дозе поглощенного излучения.

ТЛД представляют из себя таблетки диаметром 10 и толщиной 0,1—0,2 мм. Люминофоры регистрируют суммарную энергию ($\alpha+\beta+\gamma$) излучения. Для выделения воздействия только α-излучения в измерительную камеру, аналогичную применяемой в ЭТМ, помещается одновременно две таблетки ТЛД, одна из которых экранируется

алюминиевой фольгой, исключающей попадание на детектор α-частиц. Вторая при этом регистрирует суммарную энергию ($\alpha+\beta+\gamma$) излучения. По разности свечения обеих ТЛД при нагревании определяют энергию воздействия на них только α-частиц. Измерения накопленной ТЛД дозы энергии излучения производят на специальных установках. Результаты метода ТЛД близки к результатам, получаемым методами ЭТМ и САН.

Во всех экспозиционных методах величина α-активности эманации и продуктов ее распада пропорциональна содержанию радона в грунтовом воздухе в точке наблюдения. Для перехода от α-активности к концентрации радона измерительные устройства градуируют в газовой среде с известным содержанием радона на основе жидких радиевых эталонов с известным содержанием радия. Концентрация радона выражается в беккерелях на кубический дециметр (Бк/дм^3).

Экспрессная эманационная съемка может применяться на всех стадиях геологоразведочных работ. Однако необходимость применения тяжелого ручного труда при проходке шпуров в настоящее время ограничивает ее применение преимущественно детальными поисками в пределах определившихся рудных полей и при оценке радиометрических аномалий, выявленных при гамма-съемках.

Экспозиционные эманационные методы, из которых относительно широко применяют методы ЭТМ и САН, используют главным образом в детальных масштабах 1:10 000 — 1:2000. Установлено, что погрешности измерений этими методами меньше, а глубинность выше, чем у экспрессной съемки достигает 10 — 20 м, в отдельных случаях — 100 м и более.

К недостаткам экспозиционных методов относятся необходимость больших затрат времени, невозможность получения результатов непосредственно в поле (кроме метода альфаметрии), а также отсутствие серийной аппаратуры для обработки детекторов и полевых альфометров.

Все эманационные методы дают определенное число ложных аномалий, обусловленных не концентрацией радиоэлементов, а вариациями, газопроницаемости недр. Так, радоновыми аномалиями, как правило, отбиваются тектонические нарушения, даже при кларковых содержаниях урана в породах.

Атмогеохимические методы по компонентам (NH_3, C_nH_m, CO_2, Hg и др.) — умеренным мигрантам, используются с целью обнаружения мест проявления геологических процессов, которые могут приводить к концентрации урана. Так, изучение газовых ореолов ртути основывается на ее способности концентрироваться в сульфидных минеральных фазах низкотемпературных гидротермальных процессов, т. е. в тех же условиях, что и уран. Углеводородная газовая съемка основана на генерации углеводородов в зонах окислительно-восстановительных барьеров, на которых локализуется и гидрогенное урановое оруденение.

Геологическая эффективность указанных атмогеохимических методов целиком определяется соответствием действительных условий

рудолокализации тем моделям, с которыми связываются атмогеохимические ореолы и урановое оруденение, т. е. адекватностью моделей.

Измерять концентрации интересующих газовых компонентов этой группы можно в свободной подземной атмосфере, в сорбированной горными породами (глинами, почвами и др.) форме и, наконец, в растворах подземных вод. Однако концентрация и состав газов при различных способах определения неодинаковы даже для одного и того же объема геологического пространства. Таким образом, анализ атмогеохимических полей возможен только при одинаковом способе выделения газов из однородных сред.

Гелиевая съемка в последнее время используется преимущественно в водно-гелиевой модификации. Концентрации гелия, являющегося абсолютным мигрантом, определяются в основном следующими факторами:

— проницаемостью геологических структур (зон разломов), в которых фиксируются потоки гелия;

— объемами горных пород, дренируемых проницаемыми структурами;

— количеством урана и тория в дренируемых объемах пород.

По сравнению с количеством урана и тория в породах в рассеянной форме, количество их в рудных скоплениях весьма невелико и фактически не влияет на уровень содержания гелия в земной коре в региональном плане. Тем не менее можно ожидать существенных вариаций атмогеохимического поля гелия, вызванных как радиогеохимической специализацией крупных блоков земной коры, так и наличием локальных скоплений урана. Насколько последние будут отражаться в полях распределения гелия зависит от местных условий его миграции, и прогнозно-поисковые значения этих полей в различных провинциях неодинаковые.

На рис. 36 показано соотношение полей распределения гелия в подземных водах и локализации урановорудных объектов. В этом районе все известные месторождения совпадают с полями высокой концентрации гелия в воде. Однако имеется множество гелиевых аномалий, не отвечающих месторождениям и проявлениям урановых руд.

Гидрогеохимические методы основаны на изучении распределений содержаний урана (радия, радона) в подземных водах или водах поверхностных водотоков.

Способность урана при переходе в высшую валентность образовывать растворимые соединения обусловливает формирование в зоне аэраций урановых месторождений гидрогеохимических ореолов рассеяния в подземных водах. Дренирование последних поверхностными водотоками определяет возможность формирования гидрогеохимических ореолов на поверхности.

Размеры гидрогеохимических ореолов значительно превышают размеры литогеохимических и атмогеохимических ореолов рассеяния. Однако интерпретация гидрогеохимических полей в поисковых целях осложнена многофакторностью условий формирования ореолов.

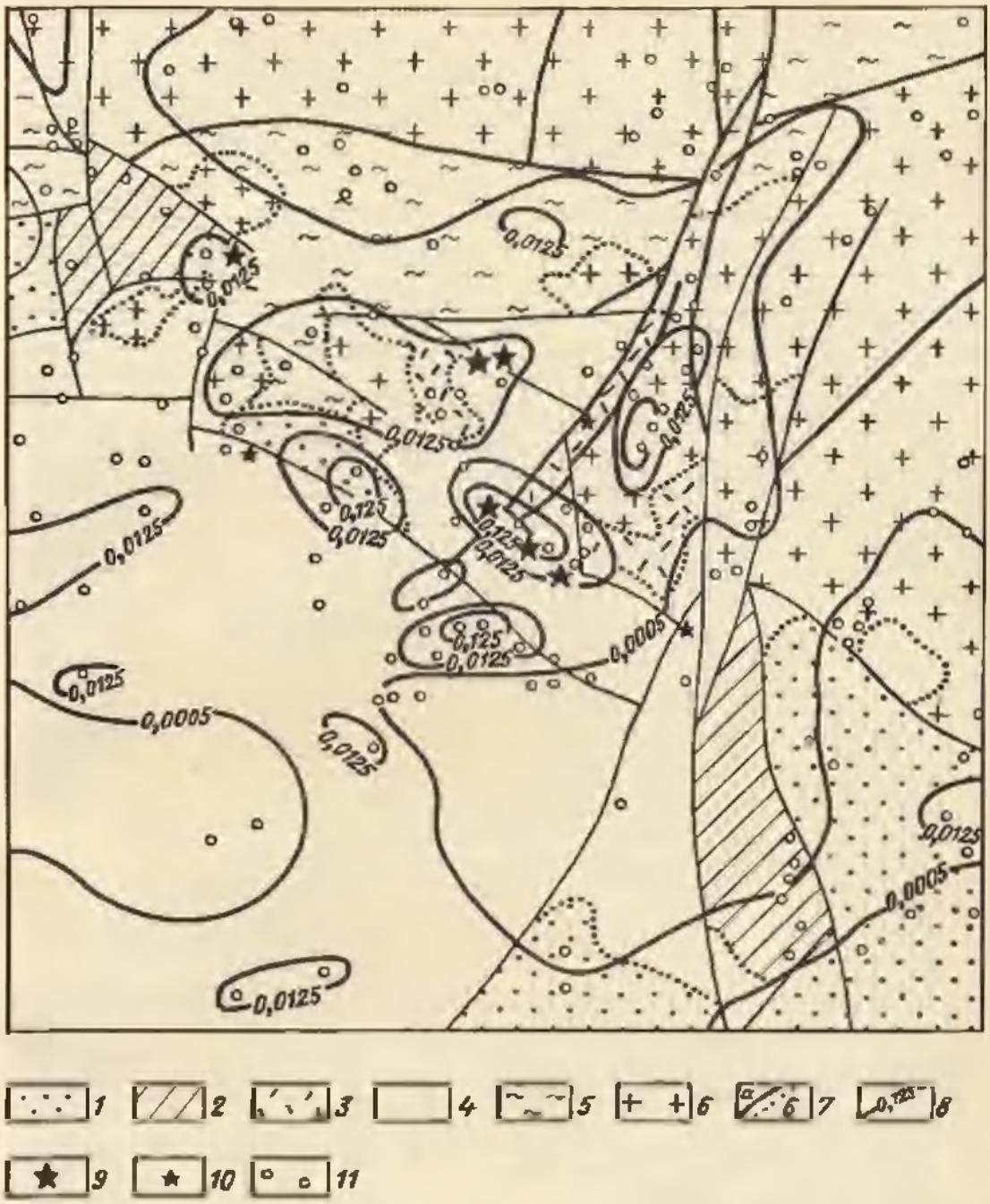


Рис. 36. Карта распределения гелия в природных подземных водах на площади рудного узла. *По С. С. Наумову и В. В. Красных.*

1 терригенные отложения мермо-карбона; *2* красноцветная молласса среднего—верхнего девона; *3* кислые эффузивы нижнего—среднего девона; *4* песчано-глинистые отложения силура—ордовика; *5* метаморфические породы протерозоя; *6* гранитоиды силура—девона; *7* разломы (*а*) и контакты пород (*б*); *8* изолинии концентрации гелия в водах, %; *9* гидротермальные месторождения урана; *10* рудопроявления урана; *11* скважины-водопункты

Наиболее эффективно применение гидрогеохимических методов при региональных прогнозных работах с целью выделения металлогенических таксонов низкого ранга (рудных районов, узлов).

В настоящее время гидрогеохимические методы используются в двух основных модификациях: гидролитохимическая и радиогидрогеологическая съемки.

Гидролитохимическая съемка заключается в систематическом опробовании поверхностных водотоков и водоемов с отбором проб воды и тонкозернистой фазы аллювия с последующим анализом жидкой фазы на уран специальным высокочувствительным лазерно-люминесцентным методом (чувствительность порядка $n \cdot 10^{-8}$ г/л). Жидкая и твердая фазы на элементы-спутники анализируются другими высокочувствительными методами (атомная абсорбция и др.).

Задачей съемки являются экспрессная оценка перспектив рудоносности больших территорий (сотни тысяч квадратных километров) и выделение по областям аномальных концентраций химических элементов крупных металлогенических таксонов (рудных районов, узлов, полей). Гидролитохимическая съемка эффективна при наличии разветвленной речной сети, достаточной для равномерного освещения исследуемой площади. Наиболее благоприятны для ее проведения горные и среднегорные районы, расчлененные плато. В водах поверхностных водотоков исследуются элементы, склонные к устойчивой водной миграции и образующие выдержанные аномалии в жидкой фазе — уран, молибден. Менее устойчивые элементы изучаются в тонкозернистой фазе речных отложений («твердый сток»).

Гидролитохимическая съемка проводится, как правило, в масштабе 1:1 000 000 (1 точка опробования на 80—100 км^2) с детализацией выявленных аномалий в масштабе 1:200 000 (1 точка опробования на 10—30 км^2).

Опыт работ показывает, что известные рудные районы фиксируются этим методом достаточно уверенно, что позволяет рекомендовать его при изучении новых крупных территорий [55].

Радиогидрогеологическая съемка заключается в опробовании на изучаемой территории подземных вод в их естественных (родники) или искусственных (скважины, колодцы) выходах с определением содержаний урана, радия, радона.

Концентрацию урана в пробах определяют люминесцентным или лазерно-люминесцентным методом, радия — радиометрическим, радона — радиометрическими (в том числе экспозиционными) методами.

Съемку проводят в масштабах поисков (1:10 000—1:50 000) в зависимости от наличия естественных и искусственных водоисточников.

Аномальные концентрации радионуклидов в воде рассматривают по отношению к фоновым, различным для литологических разностей горных пород в зависимости от массовых долей радионуклидов в них. В качестве нормального фона используются распределения этих металлов в выделенных гидрохимических типах вод за пределами рудоносных и потенциально-рудоносных участков в данной провинции.

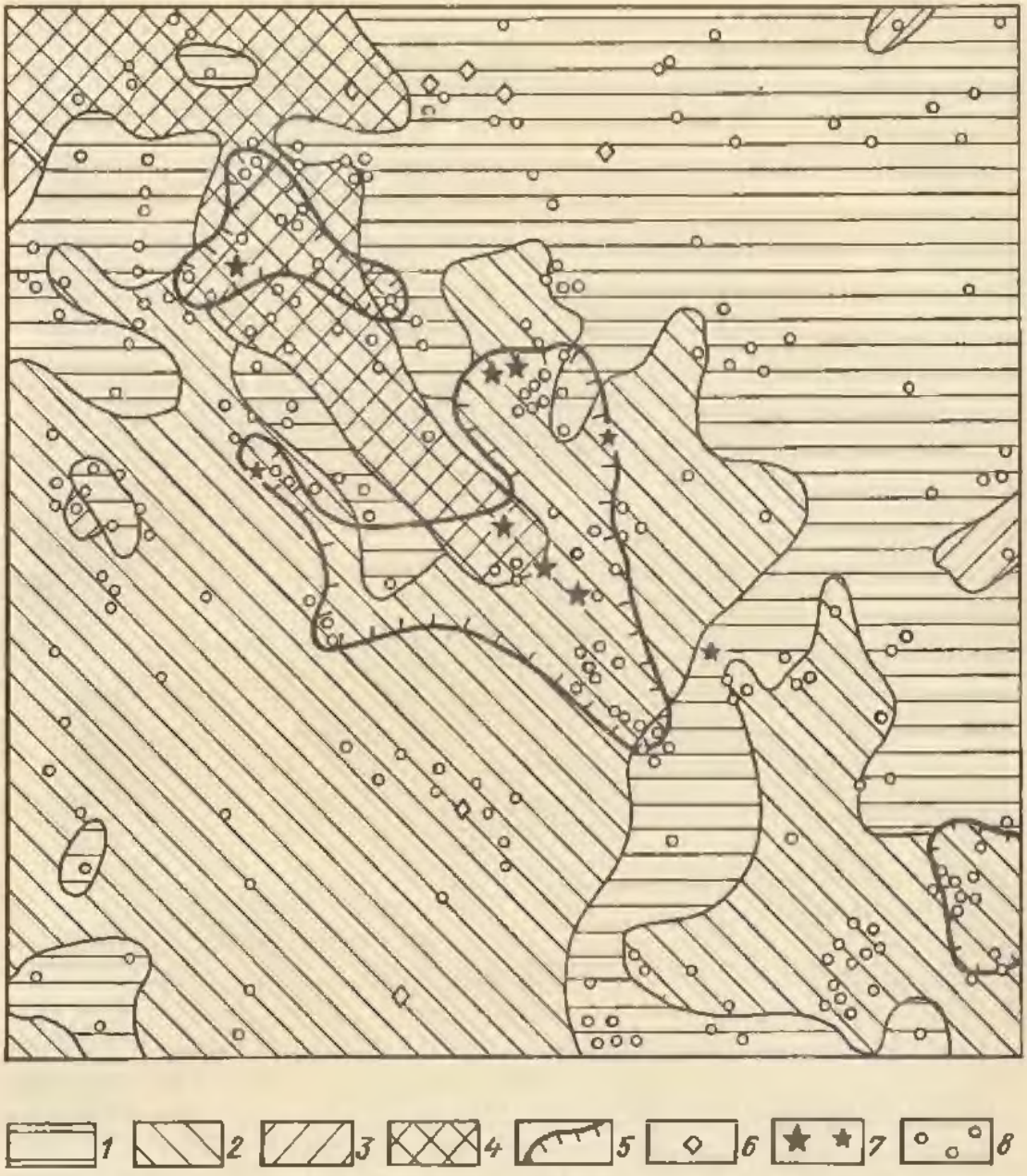


Рис. 37. Карта гидрогеохимических полей на площади рудного узла. *По С. С. Наумову и В. В. Красных:*

1—4 типы гидрогеохимических полей (*1* — гидрокарбонатные; *2* — хлоридные, *3* — сульфатные; *4* — сульфатно-хлоридные). *5* — ореолы аномального содержания урана в водах; *6* — отдельные точечные аномалии содержания урана в воде; *7* — месторождения и рудопроявления урана; *8* — опробованные скважины. Геологическое строение площади показано на рис. 36

Аномалии (ореолы) оконтуриваются обычными методами математической статистики. Аномальные концентрации, установленные в единичных точках наблюдения, выделяются в качестве аномальных точек.

Площади гидрогеохимических ореолов урана обычно соизмеримы с размерами рудных полей и узлов, причем их интерпретация с целью определения участков, соответствующих конкретным месторождениям, чаще всего невозможна, а отдельные точечные аномалии нередко выявляются на безрудных площадях (рис. 37). Соответственно радио-

Таблица 22

Плотность сети опробования при радиогидрогеологических съемках различного масштаба

Масштаб	Геологическое строение территории		
	простое	средней сложности	сложное
1:1 000 000	0,01	0,02	0,03
1:500 000	0,04	0,05	0,08
1:200 000	0,01	0,15	0,25

гидрогеологические съемки оказываются наиболее рациональными на стадии мелко- и среднемасштабных прогнозных работ (табл. 22).

Минералого-петрографические методы используются при прогнозных и поисковых работах на уран для решения следующих основных задач.

1. Оценки геохимической специализации крупных блоков земной коры и проявленности региональных процессов перераспределения и концентрации урана.

2. Изучения поведения урана в локальных эпигенетических процессах с целью познания генезиса выявляемых ореолов и зон минерализации и уточнения прогнозных построений.

Минералого-петрографические методы могут быть качественными, полуколичественными и количественными.

Качественные методы включают оптические наблюдения, при которых устанавливается минеральный состав, определяются диагностические свойства минералов, их относительная распространенность и взаимоотношения с выделением минеральных ассоциаций. Геохимическая специализация наблюдаемых процессов устанавливается путем сравнения распределения минеральных ассоциаций (зональности) с распределениями отдельных элементов и геохимических ассоциаций. При наличии статистически достаточного количества геохимических данных анализ концентраций элементов в отдельных зонах эпигенетического минералообразования может быть поставлена на количественную основу. Это дает возможность сравнительной количественной оценки потенциальной рудоносности изучаемого участка по аналогии с эталонным хорошо изученным участком.

Полуколичественные методы отличаются от описанных качественных применением каких-либо визуальных методов подсчета отдельных минералов — от оценки примерного относительного количества минерала в процентах к площади образца (шлифа), до подсчетов по различным палеткам. Такие подсчеты позволяют обрабатывать данные минералогического анализа совместно с геохимическими, т. е. включать в геохимическую систему получаемые оценки содержания минеральных компонентов. Применение таких методов ограничивается их трудоемкостью и необходимостью отбора большого количества образцов (шлифов) для представительных характеристик минеральных комплексов.

Количественные методы определения валового минерального состава проб в настоящее время находятся в стадии разработки. Они основываются на рентгеновском фазовом количественном анализе (РКФА). Геохимическое изучение эпигенетических процессов требует выделения литогеохимических групп пород и определения их фонового минерального состава, которые производятся с помощью оптических методов определения.

Перспективным, с теоретических позиций, представляется определение количественного минерального состава проб с помощью количественного спектрального анализа при ступенчатом сжигании пробы в пламени с регулируемой температурой.

4. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ РАБОТ И РАЗРАБОТКА ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПО СТАДИЯМ

Многообразие типов урановых месторождений, значительно отличающихся размерами и геологическими условиями локализации, определяет различие применяемых прогнозно-поисковых комплексов. Эти комплексы оказываются неодинаковыми и для разных стадий процесса, а также ландшафтно-географических условий [22, 23].

Разнообразием типов месторождений определяется и то обстоятельство, что прогнозные работы на уран, как правило, невозможно выполнить на основе результатов региональных геологосъемочных работ с общими поисками и анализа существующих геологических карт, даже крупного масштаба. Выполнение такого прогноза обычно требует специальных работ по направленному геологическому доизучению территорий, имеющих целью выявление специфических критериев и признаков.

По указанным причинам стадийность геологоразведочных работ на уран несколько отличается от стадийности, принятой для других полезных ископаемых и включает стадии прогнозно-геологических работ масштабов 1:2 000 000 и 1:50 000, конечным результатом которых является составление специализированных прогнозных карт и выделение перспективных площадей для работ поисковых стадий.

Цель прогнозно-геологических работ масштаба 1:200 000 (для стратиформных месторождений в платформенном чехле — 1:1 000 000 — 1:500 000) — прогнозная оценка перспектив рудоносности крупных регионов с выделением площадей и зон для дальнейших работ и определением прогнозных ресурсов категории P_3 по потенциально рудным районам и узлам.

Крупномасштабные прогнозно-геологические работы с общими поисками масштаба 1:50 000 (для стратиформных месторождений в осадочном чехле — масштаба 1:200 000) выполняются с целью прогнозной оценки перспектив потенциально рудных районов и узлов с выделением площадей для поисков и определением прогнозных ресурсов прогнозируемых объектов (рудных полей) по категории P_2.

Специализированные поиски в пределах локальных перспективных площадей выполняются в масштабах, определяемых размерами предполагаемых объектов, сложностью геологического строения районов и их природными условиями.

Целевое назначение работ — выявление месторождений в пределах определившихся или потенциальных (прогнозируемых) рудных полей, а также определение целесообразности дальнейшего изучения обнаруженных объектов с оценкой их прогнозных ресурсов по категориям P_2 и P_1.

Прогнозно-геологические работы масштаба 1:200 000 могут включать следующие виды исследований:

— специализированное геолого-структурное картирование;

— ландшафтно-геохимическое картирование;

— радиометрическую съемку;

— литогеохимическую съемку;

— литогидрохимическое или радиогидрогеологическое опробование;

— атмогеохимические исследования;

— геофизические (магнитные, гравиметрические, сейсмические) исследования.

Специализированное геолого-структурное картирование масштаба 1:200 000 проводится с целью выделения геологических структур, перспективных для локализации уранового оруденения предполагаемого генетического типа. Характер структур определяется особенностями этого типа. При прогнозировании гидротермального оруденения — это разрывные нарушения, заложенные или активизированные в предполагаемые урановорудные эпохи. При прогнозировании инфильтрационных месторождений — пласты и пачки проницаемых пород осадочного чехла и зоны эпигенетического их изменения. Для поверхностных месторождений — структуры типа палеодолин и т. д.

В комплекс работ входят дешифрирование аэрокосмических снимков различного масштаба, интерпретация гравиметрических карт (масштаб не мельче 1:200 000), магнитных карт (масштаб 1:100 000 — 1:50 000), аэрогаммаспектральных карт (масштаб 1:100 000 — 1:50 000), профилей сейсмических наблюдений. При отсутствии соответствующих карт выполняется комплекс опережающих геофизических работ.

На открытых (обнаженных) территориях проводятся геологические маршруты (с литогеохимическим опробованием обнажений), на закрытых — картировочное бурение с плотностью сети, достаточной для геологической интерпретации всех типов полей и их границ, выделяемых по гравимагнитным данным. Скважины подвергаются литогеохимическому опробованию и комплексу каротажных исследований.

При проведении работ, направленных на выявление инфильтрационных (гидрогенных) месторождений в осадочном чехле, картировочные работы в основном осуществляются путем бурения опорно-рекогносцировочных профилей глубоких скважин, ориентированных на вскрытие всей части разреза, в которой предполагаются продуктивные

горизонты. В скважинах проводят каротаж, радиогидрогеологическое изучение и геохимическое опробование.

В результате работ составляются:

— геолого-структурная карта со снятым чехлом рыхлых образований, масштаб 1:200 000;

— геологические разрезы через основные структуры площади по результатам интерпретации данных структурной геофизики;

— карты распространения и глубины залегания потенциально рудоносных структур (пластов, пачек, контактов, структурно-стратиграфических несогласий и т. д.);

— карты типов физических полей и расположения точек геологических наблюдений (в качестве приложения к геолого-структурной карте).

Ландшафтно-геохимическое картирование производится с целью изучения условий опоискования районов и выделения площадей, доступных для эффективного проведения различных методов поисков (аэро-, авто-, пешеходных, буровых и др.). При проведении этого картирования выясняются мощности и состав рыхлого элювиально-делювиального чехла, устанавливаются особенности развития ореолов рассеяния и глубина залегания представительного для изучения горизонта.

При картировании, в основном, используются дистационные методы: дешифрирование космо- и аэрофотоснимков, анализ аэроспектрометрических карт в сочетании с выборочным наземным изучением эталонных (ключевых) участков, на которых вскрывается разрез рыхлых отложений, выполняется необходимое опробование и устанавливается глубина представительного горизонта и закономерности развития ореолов.

Надо иметь в виду, что ландшафтно-геохимические условия одного и того же района могут быть достаточно разнообразными, однако число поисковых методов с разной глубинностью опоискования в общем ограничено. На практике приходится обычно выбирать между поверхностными методами (аэро-, авто-, пешеходной радиометрией) и бурением, что в принципе не требует детальных ландшафтных карт. Трудоемкость и отсутствие механизации шпуровых, эманационных и других простейших методов повышенной глубинности исключает их применение в широких масштабах.

Вместе с тем, составление ландшафтных карт на данной стадии преследует, прежде всего, цель дать рекомендации по опоискованию выделяемых перспективных участков в последующую стадию более детальных работ.

Радиометрические исследования при работах масштаба 1:200 000 нацелены на определение геохимической (урановой) специализации территории и тех особенностей радиогеохимических полей, которые отвечают признакам урановорудных узлов (полей). При этом радиоактивные аномалии, фиксирующие месторождения, выявляются чисто случайно и их наличие или отсутствие не предопределяет перспектив-

ность того или иного участка территории. Если на одной и той же территории были использованы различные радиометрические методы, то системы обработки данных должны быть направлены на нахождение одних и тех же признаков.

Для обнаружения поисковых признаков применяются различные приемы тренд-анализа радиометрического поля (или его компонентов в гамма-спектральных методах) [20, 31]. Нормируя измеряемую радиоактивность по фону, получают карты тренда поля в кларках концентрации. При этом по региональной составляющей поля можно судить об уровне концентрации радиоэлементов в различных блоках изучаемой территории. При интерпретации локальной составляющей используется приуроченность рудных объектов к сложнодифференцированным полям с чередованием локальных участков с большими градиентами значений.

Литогеохимические исследования служат дополнительными к радиометрическим методам. Они необходимы для интерпретации результатов радиометрических съемок. Их задача — выявление соотношений распределении урана и других элементов (Th, K, Na, Zr, Sr, халькофильных металлов и др.), что в совокупности с минералого-петрографическими методами позволяет уточнять генетическую сущность потенциально урановорудных процессов. При литогеохимических исследованиях также попутно ведут поиски других полезных ископаемых. Как и при радиометрических исследованиях, литогеохимические работы в масштабе 1:200 000 не имеют целью выделение аномалий. Для обработки результатов количественных анализов также целесообразно использовать тренд-анализ. Для элементов, определенных полуколичественными методами анализа, на геохимической карте выделяются аномальные точки — пробы с содержанием элемента на порядок и более превышающие кларк соответствующих групп пород, по А. П. Виноградову. При количественных определениях в качестве аномальных точек выделяются пробы, содержание элемента в которых не менее чем в три раза превышает кларковые.

Атмогеохимические исследования при работах масштаба 1:200 000 применяются для решения нескольких задач. Водно-гелиевая съемка служит для оценки геохимической специализации на U и Th более глубоких горизонтов недр.

При исследованиях в районе с возможной локализацией оруденения на границах зон пластового окисления и в палеодолинах рекомендуется углеводородная газовая съемка, позволяющая выделять региональные окислительно-восстановительные барьеры.

Карты распределения газов (в однотипной среде) выполняются в виде карт изолиний на геологической основе. При этом соблюдается общее правило построения карт: сечение изолиний должно превышать удвоенную среднеквадратичную ошибку измерений (ошибку воспроизводимости).

Гидрогеохимические исследования в масштабе 1:200 000 направлены на выявление водных ореолов урана и других металлов.

Гидрогеохимические исследования методом гидролитохимической съемки, как правило, должны предшествовать прогнозным работам масштаба 1:200 000 и выполняться наравне с опережающими геофизическими работами (в первую очередь — аэроспектрометрическими масштаба 1:200 000). Однако на данной стадии могут выполняться дополнительные гидролитохимические исследования с целью уточнения положения и детализации ранее установленных аномалий.

Минералого-петрографические исследования в масштабе 1:200 000 имеют основной целью определение региональных эпигенетических изменений пород и выяснение их геохимической специализации. Другими задачами исследований являются литологическое картирование и минералогическое описание всех точек рудной минерализации известных в районе. Каждая точка геологического наблюдения (обнажение, литологическая разновидность пород в скважинах, канавах и т. д.) наряду с литогеохимической пробой подтверждается образцом и шлифом.

По результатам минералого-петрографических исследований строится карта региональных гидротермальных изменений пород на формационной основе; на этой же карте показываются участки и точки, где обнаружены локальные гидротермальные изменения пород — без отнесения их к формациям (указывается только тип изменений — высоко-, средне-, низкотемпературные).

Из проб формируются геохимические выборки регионально измененных пород, в пределах единых зон изменения. Для изменений, интенсивность которых может быть функционально связана с содержанием какого-либо элемента или их группы, оценка интенсивности выражается через концентрацию этого элемента (например, через содержание калия при кремне-калиевом метасоматозе). В других случаях можно оценивать сравнительную интенсивность изменения в баллах, ориентируясь на общее содержание эпигенетических минералов в породе. Сформированные таким образом выборки подвергаются корреляционному анализу. Оценками геохимической специализации процесса являются коэффициенты ранговой корреляции между содержанием элемента и степенью интенсивности процесса (или содержанием элемента-индикатора) и уровень накопления этого элемента в максимально измененных породах в геофонах. Для получения второй оценки строятся графики в координатах: степень изменения — содержание элемента.

Результатом исследований является карта эпигенетических изменений пород с указанием геохимической специализации этих изменений.

Выделение перспективных площадей (потенциально урановорудных узлов) производится на основе всех полученных материалов. В качестве перспективных площадей на прогнозной карте выделяются участки развития геологических структур, благоприятных для локализации оруденения прогнозируемых геохимических типов, в которых наблюдаются геохимические признаки уранового оруденения (радиометрические, литогеохимические, атмо- и гидрогеохимические).

Оценка прогнозных ресурсов выделяемых узлов может производиться по принципу аналогии с хорошо изученными рудными узлами — с учетом полноты, степени проявленности и различного — для разных генетических типов — значения признаков рудоносности. Эта оценка служит, по-существу, оценкой сравнительной достоверности выделения разных перспективных участков.

В результате прогнозно-геологических работ масштаба 1:200 000 должны быть выделены предполагаемые узлы (поля) развития урановых месторождений прогнозируемого типа или обоснована отрицательная оценка изучавшихся территорий. Выделенные перспективные площади показываются на итоговых прогнозных картах, на которых отражаются основные перспективные геологические структуры, формации, литотипы пород, геохимические зоны и прочие, аномалии радиогеохимических и других полей (или их тренд-поверхностей), отвечающие прогнозируемым объектам, а также другая необходимая для обоснования полученных выводов информация.

Для выделенных перспективных площадей оцениваются прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_3.

Прогнозно-геологические работы масштаба 1:50 000 должны включать такие виды исследований, комплекс которых в пределах потенциально урановорудных узлов, выделенных на предыдущем этапе исследований, позволяет оконтурить рудные поля и месторождения.

Ряд признаков урановорудных районов и узлов, например, геохимическая специализация территории, не имеет значения при прогнозировании рудных полей и месторождений. Значение некоторых других признаков резко увеличивается — это проявленность потенциально урановорудных эпигенетических процессов, наличие атмогеохимических ореолов элементов с малой миграционной способностью, гидрогеохимических ореолов, аномалий распределения урана и его спутников. Наконец, значение геолого-структурных факторов меняется и конкретизируется — вместо потенциально рудоконтролирующих структур, необходимо выделять потенциально рудовмещающие.

Масштаб ожидаемого оруденения не находится в прямой зависимости от масштаба рудовмещающей геологической структуры. Так, для рудных полей гидротермальных месторождений нередки примеры локализации одних месторождений в мощных тектонических зонах длиной в десятки километров, а других, аналогичных по генезису, — в оперяющих подобных разломов длиной лишь в первые километры.

Значение геолого-структурных и литологических факторов при прогнозировании месторождений различных типов неодинаково. Для гидротермальных месторождений состав рудовмещающих пород часто является дезориентирующим фактором при прогнозировании, так как рудообразующие процессы обычно инвариантны к литотипам пород. Для гидрогенных и диагенетически-осадочных месторождений литологический фактор, наряду со стратиграфическим нередко оказывается ведущим.

Основной задачей крупномасштабного прогнозирования является не только выделение благоприятных для оруденения структур и формаций, но и определение в их пределах зон наиболее вероятной локализации руд. Положение таких зон (геохимических ловушек) может определяться:

— литогеохимическими барьерами, т. е. контактами различных в геохимическом отношении пород;

— окислительно-восстановительными или щелочно-кислотными барьерами, обусловленными изменением химизма рудообразующих растворов;

— термодинамическими барьерами, связанными с изменением температуры, давления или химической активности компонентов рудообразующих растворов;

— барьерами проницаемости на границах блоков пород с различной тектонической нарушенностью.

При формировании урановых месторождений любого генезиса процессами рудообразования захватываются объемы недр, значительно превышающие те, в которых в конечном итоге оказываются локализованы рудные залежи. Следы воздействия этих процессов на горные породы могут быть проявлены в геохимических и геофизических полях и характерные градиентные зоны таких полей могут служить признаками месторождений.

Таким образом, при крупномасштабном прогнозировании необходимо располагать геологической, геофизической и геохимической информацией, позволяющей осуществить комплексную интерпретацию материалов и выделить возможно более ограниченные по площади участки для последующего детального опоискования. Последнее особенно важно при проведении глубинных поисков слепого и слабо проявленного оруденения с применением дорогостоящих технических средств.

Ландшафтно-геохимическое и специализированное геолого-структурное картирование в масштабе 1:50 000 имеет те же цели и использует тот же набор методов, что и аналогичные работы масштаба 1:200 000, с отличиями, обусловленными разной детальностью. При этом, исходная геофизическая основа (магнитные и гравиметровые карты) не должны быть по масштабу мельче составляемой прогнозной карты.

Ландшафтно-геохимическое картирование должно выполняться с детальностью, достаточной для последующего проектирования методики поисковых работ. Геолого-структурное картирование должно проводиться таким образом, чтобы по его материалам создавалась возможность анализа геохимических и геофизических полей и интерпретации их градиентных зон.

Геохимические исследования при прогнозных работах масштаба 1:50 000 должны быть направлены на выявление признаков рудных полей и месторождений. Содержание этих признаков различно для разных методов исследований, особенностей изучаемых геохимических полей и сети наблюдений. Радиометрические исследования ориентиру-

ются прежде всего на получение общей картины радиометрического поля. Выделение локальных аномалий как поискового признака месторождений не является целью работ. Такие аномалии могут выявляться и служат при этом дополнительным фактором прогнозирования, но их отсутствие не должно рассматриваться как отрицательный фактор.

Радиометрическим полям в районах развития месторождений свойственны высокая изменчивость и частое чередование положительных и отрицательных значений в локальной составляющей по тренд-анализу. Области положительного локального поля могут интерпретироваться как участки относительного привноса урана или сохранения его первичного распределения, области отрицательного поля — как участки выноса урана. Для многих месторождений характерно расположение в пределах градиентных зон взаимоперехода положительных и отрицательных значений полей.

На рис. 38 показан фрагмент геологической карты района развития гидротермальных урановых месторождений с нанесенными изолиниями локальной составляющей радиометрического поля по тренд-анализу. Район полностью перекрыт рыхлыми отложениями мощностью до 10 м и более и изучался поисковым бурением по сети 4 скважины на 1 км^2, по данным каротажа которых отстраивались значения радиометрического поля. При этом, ни одной из скважин не было вскрыто радиометрических аномалий, отвечающих непосредственно ореолам рассеяния месторождений. Однако, как видно из рисунка, положение практически всех месторождений определяется градиентными зонами положительных и отрицательных значений локальной составляющей радиометрического поля. Не все такие зоны оказались в дальнейшем отвечающими положению месторождений, однако все месторождения совпали с градиентными зонами, а небольшая площадь последних позволила целенаправленно и с высоким эффектом осуществить поиски.

Литогеохимические исследования при работах масштаба 1:50 000 направлены на выяснение геохимической специализации потенциально урановорудных локальных эпигенетических процессов. Количественное решение подобной задачи требует очень большой соответствующей информации, обеспечить которую обычно можно только на стадиях поисков и поисково-оценочных работ. Однако на прогнозно-поисковой стадии возможно полуколичественное ее решение.

Для выяснения геохимической специализации эпигенетических локальных процессов производится сравнение распределений элементов по выборкам пород, где наличие таких процессов определено петрографическими методами, с их распределениями в породах, фоновых по отношению к таким процессам. При выявлении эпигенетических процессов по различным породам и недостаточной представительности соответствующих выборок сравне-

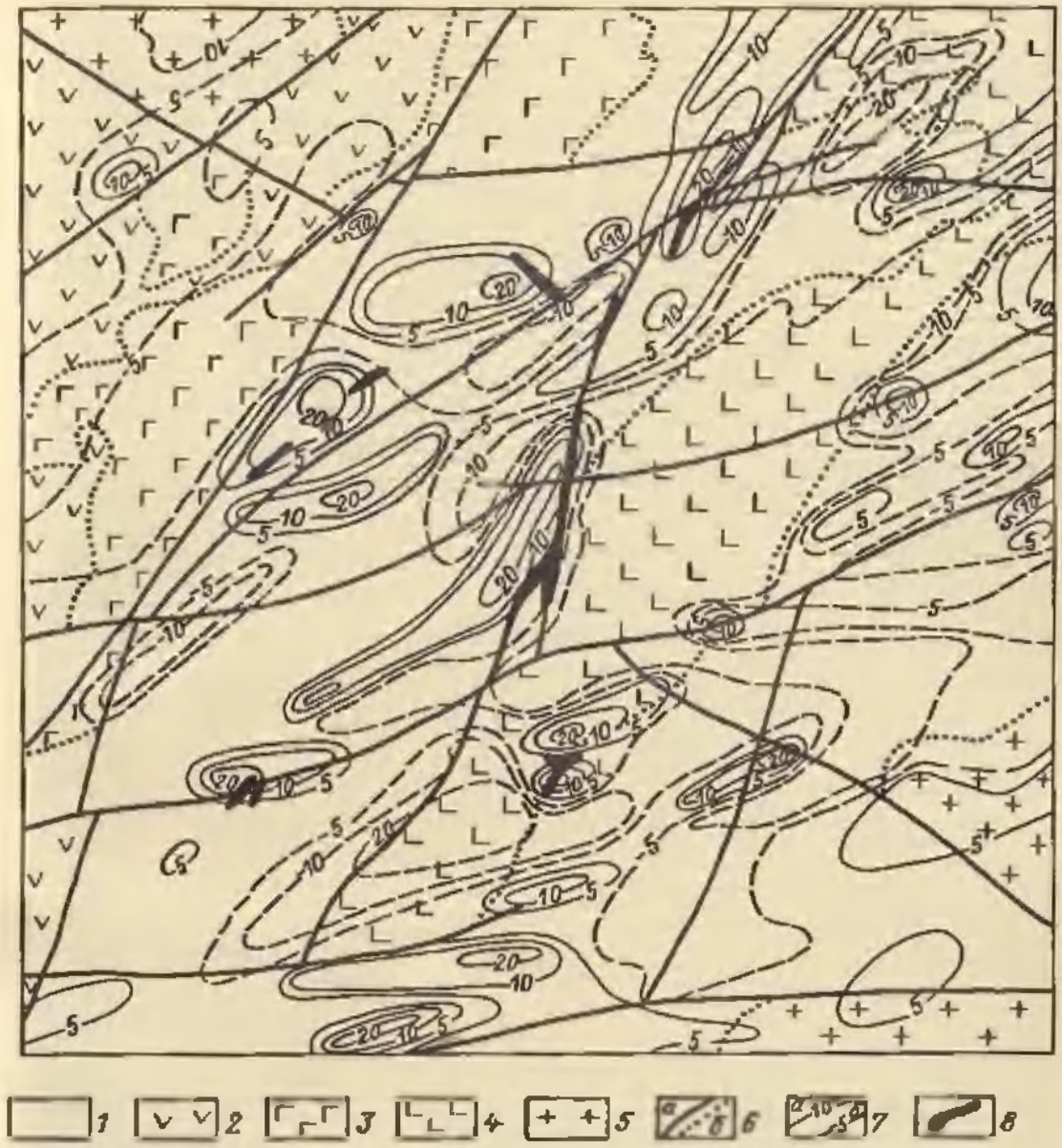


Рис. 38. Карта гидротермального уранового месторождения эйситовой формации с данными математической обработки результатов гамма-съемки по скважинам поискового бурения. (Покров рыхлых отложений снят). *По С. С. Наумову и В. В. Красных.*

1 — углеродисто-кремнистые сланцы; *2* — кислые и средние эффузивы; *3* — базальтоиды; *4* — диабазы; *5* — граниты; *6* — разломы (*а*) и контакты пород (*б*); *7* — изолинии локальной составляющей радиометрического поля в мА/кг; *а* — положительного значения, *б* — отрицательного значения; *8* — проекция положения рудных залежей

ние может осуществляться по содержаниям, нормированным на кларк пород.

Сравнение распределений может производиться визуально, с построением гистограмм или статистической обработкой результатов методами математической статистики по критериям t и χ^2. В случае значимых отличий распределений полуколичественной оценкой концентрации элемента в процессе может служить разность медианных значений по сравниваемым гистограммам.

Атмогеохимическими исследованиями при работах масштаба

1:50 000 можно для некоторых типов оруденения устанавливать ореолы рудных полей и отдельных крупных месторождений. Для всех типов месторождений, залегающих на глубинах в первые десятки метров от уровня опробования, может оказаться эффективным эманационный трековый метод. Для месторождений, связанных с окислительно-восстановительным барьером, активным в современную эпоху, целесообразно применение углеводородной газовой съемки. При наличии оруденения в разрушающихся зонах с сульфидной минерализацией может быть эффективной газово-ртутная съемка и т. д.

Карты распределения газов (в однотипной геохимической обстановке) строятся в виде изолиний концентрации. Их анализ выполняется путем сравнения с геолого-структурными картами.

Гидрогеологические исследования в масштабе 1:50 000 позволяют выделять гидрогеохимические ореолы рудных полей. Определяется содержание урана и тяжелых металлов, газовых компонентов и показателей химизма вод (pH, Eh) в водных пробах естественных и искусственных водных источников в одном гидродинамическом типе вод. Выделение аномальных концентраций элементов производится средствами математической статистики по химическим типам вод.

Интерпретация выделенных аномалий производится на качественном уровне, путем сравнения условий локализации и интенсивности ореолов с элементами геологического строения и с обязательным учетом динамики опробованных водоносных горизонтов.

Минералого-петрографические исследования при прогнозных исследованиях масштаба 1:50 000, кроме задач, однотипных с задачами предыдущих исследований, должны выделять участки развития потенциально уравноворудных эпигенетических изменений пород.

На основе минералого-петрографического картирования составляются выборки фоновых и измененных пород, по которым определяется геохимическая специализация процессов, как это было отмечено раньше.

Важным дополнительным методом определения урановой геохимической специализации слабопроявленных локальных эпигенетических процессов может быть метод осколковой радиографии.

Результатом исследований является карта всех обнаруженных типов эпигенетических изменений пород с указанием их геохимической специализации. При этом определение формационного типа локальных изменений по-прежнему в большинстве случаев невозможно; следует указывать тип и химизм процесса (например, низкотемпературный магнезиальный метасоматоз, или — зона вторичного глеевого восстановления и т. п.).

Выделение потенциально урановорудных полей, в качестве участков для поисков, производится на основе комплекса получаемой информации. Многочисленные методы формализации этой задачи и ее решения

с помощью ЭВМ могут быть корректными только при использовании для решения задачи достаточно узкой, детально разработанной модели рудообразования в строго оговоренных геологических условиях локализации оруденения и однообразных геохимических условиях поисков. Формализации на основе какого-то обязательного перечня свойств, выделенных на ограниченном круге объектов, чаще всего ведут либо к такому широкому диапазону условий, что не достигается приемлемая степень локализации, либо теряют геологический смысл и, следовательно, прогнозные возможности.

Прогнозирование рудных полей каждого конкретного геолого-генетического типа имеет свои особенности. Общим для всех типов эпигенетического оруденения является приуроченность его к градиентным участкам геофизических и геохимических полей, участкам развития локальных эпигенетических изменений пород и связь с атмо- и гидрогеохимическими ореолами.

На прогнозной карте показываются участки распространения признаков, лежащих в основе прогноза и геологические структуры, контролирующие локализацию этих признаков. Размер выделяемых поисковых участков определяется степенью локализации этих признаков и структур, которую мы можем достигнуть в данном масштабе применявшимися методами исследований.

Поисковые работы масштабов 1:50 000—1:25 000 включают опоискование перспективных площадей, выделенных на предыдущих этапах. Этими работами подтверждаются прогнозы и оценивается их эффективность.

Методика поисковых работ определяется геологической моделью искомого месторождения и ландшафтно-геохимическими условиями ведения поисков.

Одним из ведущих признаков на этом этапе служит изменение околорудных пород. Околорудные эпигенетические изменения пород имеют ярко выраженную зональность различного типа, проявляющуюся в минеральном составе пород, составе геохимических ореолов и физических свойствах пород. Рудная минерализация занимает в этой зональности строго определенное положение, что позволяет использовать анализ зональности для локального геологического прогноза.

Важно однако подчеркнуть, что околорудная зональность — явление векторное. Наблюдаемая вертикальная или латеральная зональность отвечает проекции вектора зональности на соответствующую пространственную ось, но его истинное положение в пространстве априори неизвестно*. Для гидротермальных месторождений известны случаи различной пространственной ориентировки вектора зональности в разных рудных телах единой рудоносной зоны.

---

* За исключением современного эпигенетического образования (или преобразования) руд.

Векторность минералого-геохимической зональности и индивидуальность этого вектора ограничивает возможность оценки уровня эрозионного среза рудного тела или его вероятных параметров на основании минералого-геохимических исследований. Такие оценки возможны только при определении пространственной ориентировки векторов, что требует детальной информации, которая достигается только на стадиях разведочных работ, т. е. тогда, когда сама задача косвенной оценки особенностей оруденения уже теряет смысл.

Таким образом, особенности минералого-геохимической зональности, прежде всего, следует рассматривать в качестве поискового признака. Оценка уровня эрозионного среза, т. е. сохранности рудных тел и их масштабов по этому признаку при поисках возможна только качественная.

Среди используемых поисковых методов можно выделить основные и дополнительные. Основной метод направлен на выявление наиболее легко фиксируемого признака; дополнительные методы — на геологическую интерпретацию получаемого материала. Для урана основным методом почти всегда является радиометрическое изучение по определенной сети. Прочие геохимические и геологические методы используют при интерпретации радиометрических данных.

При глубинных поисках (бурение) гидротермальных месторождений в закрытых районах сеть буровых скважин определяется размерами ореолов искомых месторождений. Поиски вторичных ореолов рассеяния ведутся в скважинах с помощью каротажа, а скважины проходятся по рыхлым породам преимущественно бескерновым способом. Однако для интерпретации ореолов обязательно производится отбор керна с забоев поисковых скважин по коренным породам и его геохимическое опробование. С этой же целью производится сгущение сети скважин в пределах обнаруженных ореолов. Однако при поисках слепого гидротермального оруденения, т. е. при отсутствии на поисковом уровне первичных ореолов урана, необходимо определение относительно слабопроявленных внешних зон гидротермально-метасоматической колонки и выявление их геохимической специализации тонкими методами исследований (например, осколковой радиографией). При этом геохимическое изучение керна коренных пород оказывается уже в роли основного метода.

Установление оруденения, связанного с глубоко залегающими геологическими структурами может осуществляться только бурением структурно-поисковых скважин глубиной сотни метров. При этом главный поисковый признак определяется конкретной моделью оруденения — это может быть зона пластового окисления или гидротермального метасоматоза, благоприятный литологический горизонт и т. д. Особенности этого признака и определяют плотность сети скважин и комплекс выполняемых на них исследований.

Общая схема комплексирования различных поисковых методов на разных стадиях поисков приведена в табл. 23.

Таблица 23

Эффективность применения различных методов при прогнозе и поисках уранового оруденения. *По А. Б. Каждану* [23]

Методы исследований	Стадии изучения				
	Региональные металлогенические исследования масштаба 1:1 000 000 (и мельче)	Съемочно-прогнозные работы масштаба 1:200 000 (1:100 000)	Съемочно-поисковые работы масштаба 1:50 000 (1:25 000)	Поисковые работы масштаба 1:10 000	Поисково-разведочные работы масштаба 1:2 000 (и крупнее)
Дешифрирование снимков					
Космические снимки	XXX	XXX	X	—	—
Высотные аэроснимки	—	XXX	XXX	X	—
Обычные аэроснимки	—	—	XXX	XXX	X
Структурно-геофизические методы					
Глубинное сейсмозондирование	XXX	X	—	—	—
Гравиметрия	XXX	XXX	XXX	X	—
Магнитометрия	X	XXX	XXX	XXX	XXX
Электроразведка	—	—	XXX	XXX	XXX
Радиометрические методы					
Аэрогаммаспектрометрия	X	XXX	XXX	—	—
Автогамма-съемки				XXX	X
Пешеходные гамма-съемки, в том числе гамма-спектрометрические наблюдения	—	X	X	XXX	XXX
Гамма-каротаж скважин и профилирование горных выработок	—	X	X	XXX	XXX
Литогеохимические методы					
Геохимические съемки в комплексе с осколковой радиографией и изотопией свинца	XXX	XXX	XXX	—	—
Съемки донных осадков	—	XXX	X	—	—
Ореольные уранометрические съемки	—	—	X	XXX	XXX
Изотопно-свинцовый метод или метод РД	—	—	—	X	XXX
Гидрогеохимические методы					
Опробование малых рек и ручьев	XXX	XXX		—	—
Радиогидрогеологическая съемка	—	—	0	0	0
Наблюдения в горных выработках и скважинах	—	—	—	X	X
Радиобиогеохимическая съемка	—	0	0	0	—

Продолжение табл. 23

Методы исследований	Стадии изучения				
	Региональные металлогенические исследования масштаба 1:1 000 000 (и мельче)	Съемочно-поисковые работы масштаба 1:200 000 (1:100 000)	Съемочно-поисковые работы масштаба 1:50 000 (1:25 000)	Поисковые работы масштаба 1:10 000	Поисково-разведочные работы масштаба 1:2 000 (и крупнее)
Горные съемки					
Водно-шлиховая съемка	XXX	XXX	—	—	—
Эманационно-трековая съемка	—	—	XXX	XXX	X

Примечание. XXX — ведущий метод, X — вспомогательный метод, 0 — применяется только в благоприятных природных условиях.

Глава VI

РАЗВЕДКА И ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Разведка месторождений представляет собой процесс исследования природных концентраций полезных ископаемых с целью определения экономической целесообразности и выбора оптимальной технологии их отработки. Конкретное содержание исследований определяется требованиями, предъявляемыми к месторождениям с позиций горной технологии. Поэтому при проведении разведки геологу важно уметь видеть месторождение, как писал В. М. Крейтер, «глазами горняка».

Полученная при разведке информация служит основой технико-экономических расчетов, которыми оценивается экономическая целесообразность, определяются технико-экономические показатели и выбираются технологические решения промышленного освоения месторождения. На ранних стадиях главной задачей является оценка экономической целесообразности. Комплекс расчетов при этом носит название ТЭС (технико-экономических соображений) или ТЭД (технико-экономического доклада) освоения месторождения. На завершающей стадии главной задачей расчетов становится выбор решений и расчет плановых показателей деятельности будущего предприятия. Расчеты при этом служат составной частью технического проекта предприятия [21, 22, 34, 53, 54, 69].

Главным показателем, получаемым в оценочных расчетах и определяющим как решение о целесообразности освоения месторождения, так и величину плановой рентабельности проектируемого пред-

приятия, является себестоимость товарной продукции. За счет приближенного характера исходной разведочной информации расчетная величина себестоимости продукции может оказаться отличной от реально достигаемой величины после ввода предприятия в действие. Расхождение между расчетной и реальной величинами себестоимости может иметь различный знак.

Завышение расчетной себестоимости относительно реально достижимой имеет негативные последствия только в том случае, когда из-за подобной ошибки в действительности рентабельное месторождение оценивается как непромышленное и запасы его выводятся за баланс. Однако такая отбраковка тем вероятнее, чем ниже уровень рентабельности месторождения, а низкорентабельные месторождения обычно не рассматриваются в качестве первоочередных для освоения. Вместе с тем, если, несмотря на допущенную ошибку, месторождение все же признается промышленным и вовлекается в освоение, плюсовой знак ошибки гарантирует достижение запланированных и признанных приемлемыми технико-экономических показателей, определяя возможность их улучшения в процессе развития добычных работ.

Занижение расчетной себестоимости против фактической определяет возможность вовлечения в освоение в действительности убыточного объекта. Однако даже если предприятие сохраняет рентабельность, плановая величина прибыли на нем оказывается недостижимой, причем исправить положение в процессе эксплуатации обычно практически невозможно.

Таким образом, экономический ущерб от ошибок разведки, определяющих возможность завышения или занижения расчетной величины себестоимости, неодинаков, причем во втором случае он значительно больше [54, 69].

В процессе разведки должна быть получена определенная информация о запасах полезного ископаемого (сырья и ценного компонента) в недрах, об особенностях распределения полезного ископаемого в недрах, о форме, размерах и условиях залегания его скоплений (рудных тел), которые рассматриваются в качестве технологических объектов добычи; данные о качестве и технологических свойствах сырья, горнотехнических (или геотехнологических) условиях эксплуатации и возможных последствиях воздействия эксплуатационных работ на окружающую среду и необходимых природоохранных мероприятиях.

Ошибки в оценке количества запасов влияют на точность оценки себестоимости в целом незначительно. Соответствие подсчитанных запасов реально заключенным в недрах может быть оценено только в процессе доразведки или эксплуатации, охватывающих значительную часть месторождения. Опыт показывает, что при правильно выполненной разведке, реальные запасы в большинстве случаев превосходят первоначальную оценку. Этот прирост бывает связан с тем, что при более детальном изучении на эксплуатационной стадии обычно выявляются мелкие дополнительные рудные тела, пропущенные при разведке. Кроме того, на урановых месторождениях дополнительный

металл иногда получают кучным выщелачиванием убогих руд на поверхности или в блоках под землей.

Однако даже неподтверждение разведанных запасов обычно не имеет слишком тяжелых экономических последствий, так как созданное горно-добывающее предприятие работает с плановой производительностью. Сокращается лишь возможный срок его действия, что может определить целесообразность увеличения отчислений по амортизации капитальных вложений. Однако доля амортизации в общей себестоимости продукции всегда меньше доли прямых эксплуатационных затрат.

Для уранодобывающих предприятий структура себестоимости продукции с учетом способов добычи (в %):

Способ добычи	Горный	Геотехнологический (скважинные системы)
Эксплуатационные затраты	65—70	77—90
Амортизация капитальных вложений	30—35	23—10

Как следует из приведенных цифр, предприятия с горным способом добычи в целом более «чувствительны» к погрешности оценки запасов, но и на них неподтверждение последних может вызвать рост лишь 1/3 части себестоимости. По-видимому, влияние ошибок в оценке запасов на —20 —25%, что при правильно выполненной разведке совсем не мало, может считаться находящимся в пределах точности самих оценочных расчетов. Если возможное уменьшение запасов не затрагивает нормативного срока существования предприятия, и, соответственно, не сказывается на амортизации и себестоимости, то сам факт наличия или отсутствия погрешности в оценке запасов оказывается имеющим преимущественно теоретический интерес. Именно поэтому, детальную разведку особо крупных месторождений целесообразно выполнять не во всем их объеме, а лишь в части, подлежащей первоочередному освоению.

Следует также иметь в виду, что строительство предприятий обычно осуществляется очередями. В таких случаях обнаруживаемое неподтверждение влечет за собой отказ от строительства новых очередей, в то время как задействованные могут продолжать успешно функционировать. Так, предприятия подземного выщелачивания часто сооружаются путем постепенного расширения опытно-эксплуатационных участков. При этом, получаемая товарная продукция с начала строительства и до вывода предприятия на проектную мощность, обеспечивает немедленную частичную компенсацию производимых затрат [56].

Ошибки в оценке качества и технологических свойств руд влияют на величину себестоимости весьма существенно. Снижение содержания компонента в руде или степени его извлечения в технологическом процессе обусловливают уменьшение выпуска продукции на ту же величину. Соответственно, ошибка в среднем содержании на —20—30% может вызвать снижение дохода предприятия на те же 20—30%,

что близко к средней рентабельности и, следовательно, не может считаться допустимым.

Однако на экономику горного предприятия, в первую очередь, влияет величина содержания в добываемой руде, а возможная ошибка оценки последней определяется не только погрешностью оценки содержания в недрах, но и неверной оценкой планового разубоживания. Правильность определения разубоживания на предприятиях с горным способом добычи зависит от соответствия натуре полученных при разведке представлений о морфологии и условиях залегания рудных скоплений, в зависимости от которых выбирается проектная технология отработки.

В процессе разведки представления об особенностях распределения полезного ископаемого в недрах, форме, размерах и условиях залегания рудных тел создаются по дискретной сети наблюдений и неизбежно упрощаются по сравнению с действительностью. В то же время проектирующие организации, исходя из таких упрощенных представлений и стремясь повысить эффективность использования недр, всегда выбирают в проектах системы и технологии, обеспечивающие достижение максимальной производительности, характеризующиеся повышенным разубоживанием. В создающейся ситуации можно ожидать только недооценки реально достижимой величины разубоживания.

Таким образом, если погрешность оценки содержания в недрах является статистической и имеет знак «$\pm$», то погрешность оценки разубоживания, а следовательно и содержания в добываемой руде систематична и имеет знак «$-$», ведущий к наименее желательным последствиям.

Именно это обстоятельство заставляет ориентировать весь разведочный процесс на месторождениях с горным способом добычи прежде всего на выяснение формы, размеров и условий залегания скоплений руд, намечаемых в качестве объектов добычных работ. Принцип последовательной детализации морфологических особенностей тел полезного ископаемого заложен и в «Классификации запасов».

На месторождениях, разведуемых под отработку подземным выщелачиванием, ситуация складывается иначе. Здесь концентрация урана в растворах определяется, прежде всего, геотехнологическим типом разреза и соотношением мощностей руды и фильтрующего горизонта. Эти параметры устанавливаются при разведке, в принципе, безошибочно. Указанная особенность позволяет проводить разведку месторождений под подземное выщелачивание со значительно меньшей детальностью.

Технологические свойства руд при горном способе или геотехнологические их свойства при подземном выщелачивании, как правило, окончательно оцениваются на основании заводских испытаний достаточно крупных партий руды или путем натурных опытов. Процесс таких испытаний (опытов) позволяет оценивать технологические

показатели достаточно точно. Возможные погрешности таким образом связаны исключительно с интерполяцией результатов испытания проб (опытных участков) на все месторождения, т. е. с представительностью проб или участков для объекта разведки в целом.

Ошибки в оценке горно-технических условий могут быть связаны с погрешностями оценки обводненности месторождений, устойчивости пород и т. д. Вопросы надежности получения соответствующих характеристик чаще всего отпадают, если месторождение в процессе разведки вскрывается горными работами. Однако при разведке только бурением правильная оценка горно-технических условий может быть достаточно сложной. Известны примеры, когда реальные горно-технические условия, определившиеся уже при эксплуатации, настолько затрудняли выемку руд, что их добыча оказывалась невозможной. Так, на одном из месторождений урана руды, насыщенные тонкораспыленным пиритом, при вскрытии самовозгорались. Борьба с этим явлением настолько осложнила добычу, что эксплуатация была прекращена и месторождение выведено за баланс.

Ошибки в изучении горно-технических условий в большинстве случаев связаны с недостаточной полнотой соответствующей информации и ведут к занижению расчетной себестоимости. Вместе с тем, геологические, гидрогеологические и инженерно-геологические характеристики, определяющие эти условия, обычно достаточно устойчивы и могут быть изучены по ограниченному числу наблюдений.

Ошибки в изучении экологических вопросов также бывают обусловлены отсутствием необходимой информации, т. е. непроведением соответствующих исследований. Вместе с тем, последствия таких ошибок могут быть серьезными и экономия на изучении этих вопросов при разведке недопустима.

2. РАЦИОНАЛЬНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

В целях экономичного ведения разведочных работ установлена следующая рациональная последовательность их выполнения по стадиям: предварительная разведка; детальная разведка; доразведка, подразделяемая на доразведку месторождения неосваиваемого промышленностью и доразведку разрабатываемого месторождения. На освоенных промышленностью месторождениях проводится эксплуатационная разведка, как форма геологического обеспечения горных работ [22, 23].

Перечисленные стадии, как правило, должны выполняться в приведенной последовательности. Следующая стадия разведки может осуществляться со значительным перерывом во времени по завершении предыдущей. В отдельных случаях, в зависимости от размеров месторождений, сложности их строения и народнохозяйственной значимости стадии разведки могут совмещаться.

«Границы» между стадиями определяются требованиями к полноте и степени достоверности получаемой информации и ее достаточности

Таблица 24

Соотношение запасов для различных категорий, % [56]

Группа сложности строения месторождения	Категории	
	C_1	C_2
1	40—50	60—50
2—3	30—40	70—60
4		100

для выполнения соответствующего этапа технико-экономических расчетов по оценке месторождения [22, 23, 53, 56].

Предварительная разведка проводится с целью получения данных, позволяющих оценить промышленное значение месторождения и определить экономическую целесообразность и возможную очередность его вовлечения в эксплуатацию.

Как правило, предварительной разведке подвергается все месторождение в его геологических границах. Однако для очень крупных месторождений границы участка предварительной разведки могут устанавливаться геологическим заданием.

В результате предварительной разведки должны быть получены сведения о количестве руды и металла в недрах, размерах, морфологии и условиях залегания рудных тел, вещественном составе и технологии руд, горно-технических гидрогеологических и инженерно-геологических условиях отработки, позволяющие оценить возможную себестоимость продукции предприятия, при условии его строительства на базе данного месторождения. Все параметры изучаются с точностью достаточной для уверенного решения вопроса о целесообразности и очередности освоения.

Запасы месторождений на стадии предварительной разведки должны быть оценены по категориям C_1 и C_2 (табл. 24).

Запасы по результатам предварительной разведки подсчитываются в соответствии с временными кондициями, утверждаемыми в установленном порядке. Изучение месторождения на глубину проводится до горизонтов, доступных для разработки, исходя из принятых в практике освоения данного типа. Технологические свойства руд оцениваются на основе лабораторных или укрупненных лабораторных испытаний с учетом изучения вещественного состава и аналогий с отрабатываемыми месторождениями.

Гидрогеологические, инженерно-геологические и горно-технические условия эксплуатации изучаются в степени, позволяющей оценивать их влияние на технико-экономические решения по выбору схемы вскрытия и разработку месторождения.

Геотехнологические условия отработки месторождений способом подземного выщелачивания, как правило, оцениваются на основе натурных испытаний по упрощенным схемам, а также лабораторных исследований фильтрационных свойств, реагентоемкости пород и других показателей.

Таблица 25

Соотношение запасов для различных категорий, % [56]

Группа сложности строения месторождения	Категории			
	А	В	C_1	C_2
1	10	20	70	—
2	—	20	80	—
3	—	—	80	20
4	—	—	50	50

По результатам предварительной разведки разрабатывается технико-экономический доклад (ТЭД) о целесообразности детальной разведки месторождения и вовлечения его в освоение. ТЭД представляется на рассмотрение соответствующего ведомства, которое при положительном решении дает заказ на проведение детальной разведки.

Месторождения, не намечаемые к освоению в ближайшем будущем по завершении предварительной разведки относятся к резервным.

Детальная разведка проводится с целью получения необходимых данных для составления проекта горно-добывающего предприятия, намечаемого к строительству на базе данного месторождения. Детальная разведка производится только на месторождениях, намечаемых к промышленному освоению в ближайшие 10 лет [56].

В детальную разведку может вовлекаться как месторождение, так и его часть, обеспечивающая работу проектируемого предприятия, не менее чем на нормативный срок.

В результате детальной разведки должны быть получены сведения о запасах месторождений, их распределении в недрах, качестве и технологических сортах руд, особенностях изменчивости качества и сортового состава руд в пространстве, размерах, морфологии и условиях залегания рудных тел, технологии руд, горно-технических, гидрогеологических и инженерно-геологических условиях отработки, возможности утилизации пород вскрыши, наличии источников водоснабжения, выявлении местных строительных материалов и разработке природоохранных мероприятий.

Запасы месторождений на стадии детальной разведки должны быть оценены по категориям А, В, C_1 и C_2 (табл. 25).

Запасы по результатам детальной разведки подсчитываются по постоянным кондициям, утверждаемым в установленном порядке. Постоянные кондиции определяются путем технико-экономического обоснования (ТЭО кондиций), составляемого по результатам детальной разведки.

Разведанные запасы должны обеспечивать деятельность будущего предприятия на срок, обоснованный в ТЭД, но не ниже принятого нормативного. В ТЭД и ТЭО кондиций определяется также рациональная глубина разведки месторождения.

Технологические свойства руд оцениваются на основе укрупненных полузаводских и заводских испытаний. При наличии нескольких

технологических сортов испытания выполняются для каждого из них. Представительность отбираемых проб обосновывается результатами технологического картирования по лабораторным пробам.

Гидрогеологические и инженерно-геологические условия должны быть изучены с полнотой, позволяющей составить проект осушения и вскрытия месторождения, а горно-технические условия эксплуатации — с полнотой, позволяющей выполнить проектирование горно-капитальных и подходных выработок и систем выемки.

Геотехнологические условия отработки месторождений подземным выщелачиванием оцениваются на основании натурных испытаний по промышленным схемам, а иногда и опытно-промышленной эксплуатации.

При возможности утилизации пород вскрыши в качестве строительных и других материалов их запасы подлежат учету и утверждению наравне с основным полезным ископаемым согласно существующим требованиям. При необходимости запасы дренажных вод подлежат утверждению для технического водоснабжения предприятий.

По результатам детальной разведки составляется отчет с подсчетом запасов, представляемый на утверждение ГКЗ СССР. После утверждения запасов месторождение подлежит передаче промышленному ведомству в установленном порядке.

Доразведка месторождений, не освоенных промышленностью проводится при необходимости дополнительного их изучения до вовлечения в отработку в связи с пересмотром намечавшихся объемов добычи, технологии выемки и переработки сырья, изменений требований к его качеству. По результатам доразведки составляется отчет, при необходимости включающий пересчет запасов с их переутверждением в действующем порядке.

Доразведка разрабатываемого месторождения производится с целью уточнения строения и условий эксплуатации месторождения на недостаточно изученных его участках в соответствии с принятыми планами развития добычных работ, а также дополнительного изучения вещественного состава руд и их технологии в связи с уточнением направлений их использования, выявлением новых ценных компонентов, разработкой новых, более прогрессивных технологических схем и т. п. Доразведка может выполняться также на площадях и участках ранее не затронутых разведкой с целью расширения сырьевой базы действующего предприятия.

Результаты доразведки оформляются и утверждаются так же, как при детальной разведке.

Эксплуатационная разведка проводится в течение всего периода разработки месторождения с целью планомерного получения данных, обеспечивающих текущее (годовое) и оперативное (квартальное, месячное, суточное) планирование добычных работ, а также контроль за полнотой и качеством отработки запасов.

Такая разведка производится в пределах эксплуатационного этажа, участка, горизонта, группы блоков, подготавливаемых к очистным

работам при подземном способе отработки или в пределах уступа, полигона при отработке карьером или подземным выщелачиванием. Она опережает очистные работы и, как правило, сопровождает или несколько опережает горно-подготовительные работы.

Результаты эксплуатационной разведки используются для оперативного подсчета запасов, уточнения схем и проектов отработки, оценки количества запасов подготовленных и готовых к выемке, уточнения величин плановых потерь и разубоживания, корректировки направлений очистных работ и повседневного контроля за качеством отработки, установления фактических потерь и разубоживания.

Затраты на эксплуатационную разведку относятся на себестоимость добычи полезного ископаемого.

3. КЛАССИФИКАЦИЯ ЗАПАСОВ

Действующая в СССР Классификация запасов утверждена в 1981 г. Она базируется на принципах, заложенных в ранее утверждавшихся классификациях, первая из которых была принята еще в 30-е гг. В действующей Классификации запасы полезных ископаемых подразделяются по степени изученности на разведанные — категории А, В, C_1 и предварительно оцененные — категория C_2. Кроме того, выделяются три категории прогнозных ресурсов P_1, P_2 и P_3 [56].

Требования к запасам различных категорий определяются изученностью следующих параметров: формы и условий залегания тел полезного ископаемого, характера и закономерностей их изменчивости, наличием разрывов сплошности и смещающих тектонических нарушений; количества и особенностей распределения природных и технологических типов и сортов руд; технологических свойств руд; гидрогеологических, инженерно-геологических, горно-геологических, геокриологических и других природных условий, необходимых для составления проекта отработки (табл. 26).

Классификацией не устанавливается какой-либо регламентации допустимой точности подсчета запасов различных категорий. При этом предполагается, что эта точность для суммы разведанных запасов обеспечивает выполнение всех технико-экономических расчетов, связанных с освоением месторождений и исключает возможность существенного расхождения между расчетными и реально достижимыми технико-экономическими показателями эксплуатации.

4. ВЫБОР РАЗВЕДОЧНЫХ СЕТЕЙ

Выбор разведочных сетей, т. е. расположения разведочных пересечений (проб, характеризующих полную мощность залежи) в пространстве, производится по принципам равномерности и соответствия формы разведочной сети анизотропии строения рудных залежей. Он включает пространственную ориентацию разведочных профилей и пересечений с соблюдением равномерности их размещения, обеспечи-

Таблица 26

Требования к изученности месторождений при квалификации запасов по категориям

Характеристика месторождений	Категории			
	A	B	C_1	C_2
1. Форма и условия залегания рудных тел	Установлены полностью	Установлены основные особенности	Выявлены размеры и характерные формы	Оценены по геологическим данным
2. Внутреннее строение рудных тел	Выделены и оконтурены безрудные и некондиционные участки	Установлено пространственное размещение безрудных и некондиционных участков	Оценена возможная прерывистость внутреннего строения	То же
3. Наличие разрывных нарушений	Установлены положение и амплитуда разрывов	Установлены положение и амплитуда крупных и охарактеризована возможная степень развития малоамплитудных разрывных нарушений	Оценена возможность развития нарушений	Не лимитируется
4. Наличие природных разновидностей, промышленных и технологических сортов	Сорта и типы определения выделены и оконтурены	Сорта и типы определены и по возможности оконтурены с установлением закономерности пространственного распределения и количественных соотношений	Сорта и типы определены с установлением общих закономерностей пространственного распределения и количественного соотношения	Не лимитируется

Продолжение табл. 26

Характеристика месторождения	Категории			
	A	B	C_1	C_2
5. Технологические свойства	Изучены с детальностью, обеспечивающей получение исходных данных для проектирования переработки	Изучены в степени, необходимой для выбора принципиальной схемы переработки	Охарактеризованы в степени, достаточной для обоснования промышленной ценности запасов	Определены по результатам исследований единичных лабораторных проб или по аналогии
6. Гидрогеологические, инженерно-геологические, горно-геологические и другие условия	Изучены с детальностью, обеспечивающей получение исходных данных для проектирования разработки	Изучены с полнотой, позволяющей качественно и количественно охарактеризовать основные показатели и влияние на вскрытие и разработку	Изучены с полнотой, позволяющей предварительно охарактеризовать основные показатели	Оценены по аналогии
7. Контур запасов	Определен по скважинам и горным выработкам	Определен по скважинам и горным выработкам с включением ограниченной зоны геологически обоснованной экстраполяции	Определен по скважинам и горным выработкам и геологически обоснованной экстраполяции	Определен на основании единичных скважин и горных выработок и геологически обоснованной экстраполяции

вающей оптимальную плотность разведочной сети для подсчета запасов разных категорий.

В практике разведки месторождений форму разведочной сети выбирают с учетом размеров рудных залежей по простиранию и падению. При постоянной плотности разведочной сети ошибка геометризации запасов в недрах минимальна при равенстве соотношений размеров ячейки разведочной сети и размеров рудных залежей.

Ошибки в выборе формы могут возникать при сохранении на детальной стадии ориентировки сети, принимавшейся на стадии предварительной разведки, поэтому при переходе от предварительной к детальной стадии необходим соответствующий анализ особенностей строения месторождения [20, 53, 54].

Ориентировка разведочных пересечений, как установлено практикой геологоразведочных работ, должна определять углы встречи рудных залежей как можно более близкие к 90°, чем исключается появление систематических искажений в определении средних мощностей и содержаний и минимизируется и дисперсия.

При острых углах встречи могут создаваться затруднения в оценке морфологии рудных залежей и возникать сомнения в оценке достоверности разведочных работ в целом. Кроме того, при определении параметров рудных залежей по каротажу, угол встречи оказывает определенное влияние на достоверность получаемых при интерпретации результатов. Наконец, острые углы встречи часто являются причиной самопроизвольного искривления скважин (особенно при углах встречи менее 30°–45°). Как показано В. А. Викентьевым и др. [69], углы встречи менее 45° существенно влияют на достоверность оконтуривания рудных тел и при выборе разведочных сетей таких углов следует избегать.

Равномерность размещения выработок является одним из важнейших методических положений разведки месторождений полезных ископаемых. В процессе проведения геологоразведочных работ часто трудно выдержать запроектированную регулярную сеть, в связи с самопроизвольным искривлением разведочных скважин, невозможностью проходки выработок в заданном месте из-за неблагоприятных гидрогеологических или горно-технических условий, неудовлетворительной технологии разведочных работ, а также другими объективными и субъективными причинами.

Как показал В. А. Петров, погрешности оценок таких параметров, как средние мощности и метропроцент, при одном и том же количестве пересечений практически не зависят от регулярности их размещения в пространстве. Однако разведанность запасов определяется, прежде всего, достоверностью определения положения рудных тел в пространстве. В. А. Викентьевым показано, что неравномерные сети увеличивают погрешность геометризации запасов. Поэтому отклонения фактических пересечений от проектных, возникающие по технологическим причинам проходки скважин и выработок надо стремиться минимизировать. Для сложных прерывистых месторождений при

Таблица 27

Осредненные данные по плотности разведочных сетей, применявшихся при разведке урановых месторождений

Тип месторождений	Группа по классификации ГКЗ	Вид выработок	Плотность разведочной сети для запасов категории C_1 в м	Примечание
Рольовые в зонах пластового окисления	II	Скважины	200 × 50	Для подземного выщелачивания
	III	То же	100 × 50	
Штокверковые в альбититах	II—III	»	100 × 50—50 × 50	Для горного способа
		Горные выработки	120—80 × 12—25	То же
Штокверковые уран-молибденовые	III	Скважины	50 × 25—12	
		Горные выработки	60 × 25—12	

разведке запасов высоких категорий (В, C_1) эти отклонения в среднем не должны превышать 20% принятой ячейки сети.

Параметры разведочных сетей для различных типов месторождений и категорий запасов приводятся в Инструкциях по применению классификаций запасов и различных руководствах [56].

Следует отметить, что пределы колебания плотности сетей для запасов категории C_1, составляющих обычно главную часть при разведке месторождений урана, сравнительно невелики и составляют для буровых скважин от 200—100 × 50 м до 25—50 × 10—25 м. Более редкие сети обычно применяются при разведке месторождений под подземное выщелачивание. Высота этажа при горной разведке обычно от 40—60 до 80—120 м. Плотность опробования на горизонтах устанавливается предельно высокой: на мощных залежах не реже 12,5 м, а на маломощных 2—5 м. Осредненные данные по сетям, применявшимся при разведке некоторых типов месторождений, приведены в табл. 27.

Выбор сетей по аналогии на основании подобных таблиц всегда оказывается приближенным. Поэтому в проектах разведки обязательно должны предусматриваться специальные работы по опытному сгущению сети на эталонных участках (выборочная детализация) и соответствующая обработка получаемых результатов с целью обоснования достоверности основной сети. Сгущение должно быть предельно детальным, обеспечивающим выяснение всех морфологических особенностей залежей, необходимых для выбора технологии добычи.

Расчетные обоснования плотности разведочной сети обычно базируются на вычислении погрешностей средних параметров и запасов методом разрежения по наиболее разведанным участкам месторождений. Однако точность оценок средних параметров и цифр запасов определяет лишь достаточность или недостаточность общего количества пересечений, а не расстояний между ними, т. е. плотности сети.

В основе расчетов лежит известная формула теории вероятностей:

$$P = tV/\sqrt{n},$$

где P — погрешность определения среднего; t — коэффициент вероятности (надежности) оценки параметра; V — коэффициент вариации изучаемого параметра; n — количество наблюдений.

Результат расчета зависит от выбора величины t являющейся в общем волевой. Не существует также и требований к допустимой погрешности. Поэтому расчетные обоснования остаются качественным методом и заключение о приемлемости обосновываемой сети в итоге должно приниматься с учетом опыта и интуиции геолога. Не меняет этого положения и привлечение более сложного математического аппарата геостатистики, автокорреляционных функций и т. п.

В. А. Викентьевым [69] для анализа плотности разведочной сети методом разрежения предложено использовать оценку погрешностей геометризации тел полезного ископаемого. Ошибки геометризации функционально зависят от плотности разведочной сети, причем характер этой зависимости в целом одинаков для месторождений разнообразных полезных ископаемых: золота, железа, бокситов, флюорита и т. п. Графики зависимости ошибок геометризации от плотности разведочной сети обычно имеют резкий перегиб в области, соответствующей 50%-й ошибке. При обработке материалов по многим, утвержденным ГКЗ СССР, месторождениям выяснено, что для запасов, квалифицированных по категории C_1, ошибки геометризации в плоскости разведочных сечений лежат в пределах 30—50%, как правило, не выходя за этот предел.

Таким образом, величина ошибки геометризации, равная 50%, может приниматься за количественный критерий допустимости отнесения запасов к категории разведанных.

5. ОПРОБОВАНИЕ

Под опробованием месторождений понимают совокупность операций, направленных на изучение качественных характеристик полезного ископаемого.

В зависимости от целевого назначения различают: рядовое опробование, проводимое с целью оценки содержания полезных компонентов или вредных примесей (химического состава руд); техническое опробование, проводимое с целью оценки физических свойств руд (плотности, влажности, гранулометрического состава и т. п.) и технологическое опробование, проводимое с целью оценки способности руд к обогащению и переработке [20, 21, 52, 53, 54].

Особенностями опробования месторождений урана являются: преобладание при рядовом опробовании ядерно-геофизических методов оценки содержаний урана *in situ*; необходимость изучения при технологическом опробовании специальных характеристик способности руд к радиометрической сортировке и гидрометаллургическому переде-

лу (при горном способе отработки) или способности руд к выщелачиванию (при геотехнологических способах отработки); широкие возможности автоматизации всего процесса от рядового опробования *in situ* с записью данных на машинные носители до подсчета запасов с выдачей графической и расчетной итоговой информации.

При рядовом опробовании месторождений урана в настоящее время используются: керновое, бороздовое и опробование руды в транспортных емкостях (валовое), а при определении содержаний *in situ* — гамма-каротаж скважин (шпуров), каротаж нейтронов деления (КНД) и точечное и линейное радиометрическое опробование горных выработок [40, 52, 53, 54].

Опробование керна скважин производится с целью получения данных по радиоактивной равновесности руд, изучения содержаний попутных полезных или вредных компонентов, а также с целью контроля данных каротажа.

Следует отметить, что при прочих равных условиях более точным всегда является метод опробования, в котором единичные измерения параметра характеризуют большую массу вещества. При определении содержаний урана гамма-каротажем измеряемая масса отвечает объему цилиндра диаметром около 300 мм, что на несколько порядков превышает массу керновых проб при диаметрах бурения 76—59 мм.

Таким образом, на монокомпонентных урановых месторождениях с равновесными рудами при современном аппаратурном и методическом обеспечении каротажа действующие требования по контролю керновым опробованием представляются неоправданными. На месторождениях с нарушенным радиоактивным равновесием, или наличием эффекта отжатия радона, керновое опробование является необходимым.

Отметим, что действующие требования к выходу опробуемого керна (не менее 75%) вполне оправданные при оценке по керну содержаний урана, при использовании кернового опробования для оценки равновесия руд могут считаться чрезмерно жесткими, поскольку избирательная потеря при бурении урана или радия маловероятна. Для оценки равновесности руд можно использовать пробы и по интервалам с низким выходом керна, но при условии, что этот керн представительно характеризовал различные геохимические зоны возможного привноса—выноса урана.

Опробование керна на урановых месторождениях со скальным типом руд производится обычным методом с отбором в пробу 1/2 керна, расколотого (распиленного) по длинной оси. При малых диаметрах бурения (59—42 мм) в пробу может направляться весь керн. На рыхлых рудах (пески) опробование керна обычно производится способом «кольцо—цилиндр». При этом, внешняя часть керна (кольцо), пропитанная буровым раствором, в пробу не поступает [54].

Опробование керна производится секциями, длина которых выбирается с учетом данных промера радиоактивности и геологической документации. Вследствие разной геометрии измерений и измеряемой

массы результаты промера радиоактивности керна показывают в несколько раз меньшую интенсивность излучения, чем каротаж. При удовлетворительном выходе керна обычно наблюдается совпадение мощностей аномальных интервалов и общее подобие кривых радиоактивности каротажа и керна. Вместе с тем, из-за низкой точности привязки керна по глубине, указанные кривые обычно оказываются смещенными относительно друг друга. Поэтому, проводя промер радиоактивности керна, производят корректировку привязки по глубине отдельных его секций или кусков (при неполном выходе), путем совмещения характерных пиков кривых радиоактивности по керну и каротажу. Одновременно, с учетом литологических особенностей пород и данных электрокаротажа уточняются фактические длины рейсов и выход керна по ним. В результате каждый участок керна и отбираемая с него проба получают точную привязку по глубине [54].

При разметке секций опробования руководствуются следующими общими правилами. В секцию включаются однородные по составу и однотипные по геохимической обстановке породы. При разведке месторождений под подземное выщелачивание запрещается включение в одну секцию водоупорных и водопроницаемых, или окисленных и восстановленных пород. При мощности однородного рудного интервала менее 1 м длина секций выбирается 0,2—0,3 м, при мощности 1—2 м соответственно 0,3—0,5 м, а при мощности более 2 м длина секции может быть увеличена до 1 м. Однако, длина секций на границе рудных интервалов (внутриконтурных и законтурных проб) не должна быть более 0,2 м.

Бороздовое опробование горных выработок на урановых месторождениях производится в целом аналогично с опробованием других полезных ископаемых. Обычное сечение борозд 2×5—5×10 см. В очень твердых скальных породах опробование рекомендуется производить с предварительным пропиливанием врубовых щелей алмазными пилами и последующим скалыванием материала отбойным молотком. В более мягких скальных породах отбойка проб может выполняться без предварительного пропиливания, однако выдержать сечение борозд и массу проб при этом труднее и в целом пропиливание всегда целесообразно. В рыхлых породах отбойка проб может выполняться вручную.

Целевое назначение бороздовых проб — заверка данных радиометрического опробования и изучение содержаний попутных компонентов. Характеризуемые массы вещества при радиометрическом и бороздовом опробованиях также различны (полуцилиндр диаметром 300 мм и параллелепипед 2—5×5×10 см), причем масса при радиометрическом опробовании является большей [40, 52, 53].

Таким образом, точность радиометрического опробования выше. На равновесных моиокомпонентных рудах при методически правильном выполнении радиометрического опробования контроль его бороздой может быть минимальным. Учитывая также, что коэффициент радиоактивного равновесия руд менее изменчив, чем содержание урана,

а его изменчивость обычно имеет закономерный характер и связывается с геолого-геохимическими особенностями руд, опробование для изучения равновесности можно производить менее трудоемкими способами (точечными, пунктирной бороздой и т. п.).

Горные выработки, как разведочное средство, обычно несут контрольно-заверочную функцию. Поэтому необходимым оказывается сопоставление результатов опробования скважин (каротаж) и горных выработок (радиометрическое или бороздовое опробование).

Опробование горных выработок обычно выполняется по двум стенкам, причем в силу неравномерности оруденения результаты опробования по противоположным стенкам отличаются достаточно резко. К расчетам нередко принимают осредненные по обеим стенкам результаты. Однако сглаженные таким образом данные уже не соответствуют данным по скважинам, так как дисперсия параметров по ним снижена.

Кроме того, для горных выработок нередки случаи, когда в одной из стенок качество руд ниже кондиционного, хотя среднее из двух отвечает кондиционному лимиту. Осреднение результатов при этом ведет к систематическому занижению данных по выработкам, относительно скважин. Методически правильным является сопоставление результатов опробования скважин с единичными бороздами по левым и правым стенкам выработок отдельно или всей их совокупностью, без промежуточного осреднения.

Валовое опробование горных выработок благодаря большой массе проб и приближенности условий сортировки к эксплуатационным может считаться наиболее достоверным. В принципе, при горной разведке месторождений организация рудосортировочных станций, позволяющих осуществлять разделение добываемой горной массы по содержанию в вагонетках и раздельное складирование богатых, рядовых, бедных и забалансовых руд, а также пустой породы, является обязательным требованием. Однако, получаемая при этом очень ценная информация часто не используется для характеристики содержаний в недрах из-за неналаженной системы привязки и маркировки выдаваемых на рудосортировочную станцию вагонеток к конкретным забоям. Это нельзя считать правильным.

Большие затраты собственно на проходку выработок безусловно оправдывают любые дополнительные затраты на организацию строгой системы валового опробования всех выработок, имеющих разведочное назначение. Их привязка к забоям может осуществляться по специальным биркам, опознаваемым оператором рудосортировочной станции.

За рубежом существуют системы автоматизированной привязки вагонеток к забоям на основе магнитных меток, автоматически наносимых специальными устройствами в забоях и считываемых, и стираемых при прохождении вагонеток через рудосортировочную станцию на поверхности. Организацию привязки вагонеток к забоям и позабойный учет выдаваемой горной массы с повагонеточным определением содержаний следует рассматривать как обязательный процесс

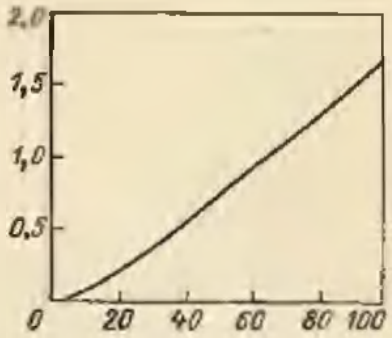


Рис. 39. Палетка для определения плотности пород по величине поглощения гамма-излучения, для точечного радиевого источника, и среднего эффективного атомного номера среды от 13 до 27.

Абсцисса — произведение плотности на толщину слоя г/см³, ордината — минус логарифм отношения величин гамма-радиации в породе и воздухе

при разведке урановых месторождений, информативность которого значительно превышает таковую для традиционно широко применяемого и достаточно трудоемкого бороздового опробования [53].

Техническое опробование месторождений урана включает отбор проб для оценки плотности (объемной массы) руд и пород, величины их естественной влажности, крепости и других физических свойств, а также гранулометрического состава и т. п. Техническое опробование в большинстве случаев производят штуфным (точечным) способом с измерением интересующих величин в лабораториях. Для определения некоторых характеристик могут использоваться ядерно-геофизические методы с измерением в массиве.

Плотность руд и пород обычно оценивается лабораторным способом путем гидростатического взвешивания проб (штуфов) и в массиве, методом ослабления гамма-излучения. В последнем случае в массиве пробуривают серию параллельных шпуров «конвертом» или по окружности постоянного радиуса (20—30 см) от центрального шпура. Помещая в центральный шпур эталонный источник гамма-излучения, производят измерение радиоактивности последовательно во всех периферийных шпурах и определяют отношение величин радиации для принятого расстояния между шпурами в воздухе и породе. Отношение величины радиации рассчитывается как среднее из замеров по всем шпурам. Величина плотности находится по специальным палеткам с учетом эффективного атомного номера породы (рис. 39). Способ ослабления гамма-излучения является наиболее дешевым и высокоточным методом оценки плотности руд и пород в условиях естественного залегания.

Влажность руд оценивается при отборе специальных проб путем взвешивания отобранного материала непосредственно сразу при отборе и после просушки. Величина влажности выражается в % и оценивается по формуле:

$$В = \frac{Q_{вл} - Q_{сух}}{Q_{сух}} \cdot 100\%,$$

где $Q_{вл}$ — масса пробы с естественной влажностью; $Q_{сух}$ — масса пробы после просушки.

Гранулометрический состав пород и руд необходимо определять на месторождениях, намеченных для отработки подземным выщелачива-

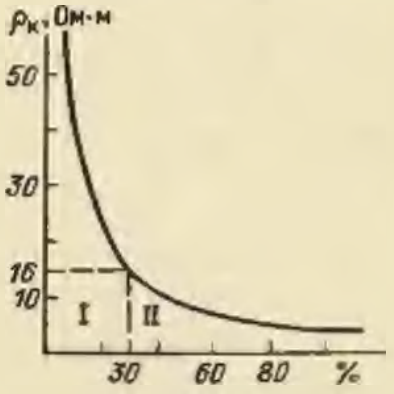


Рис. 40. График корреляционной зависимости величин глинистости и кажущегося сопротивления пород:
I — область проницаемых пород; II — область непроницаемых пород

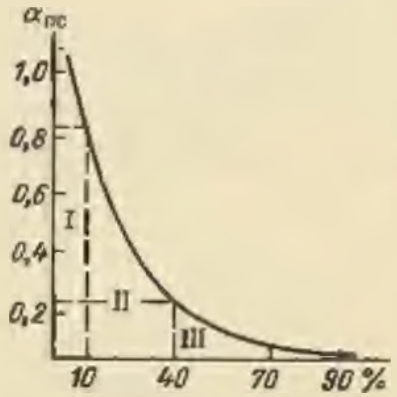


Рис. 41. График корреляционной зависимости величин глинистости пород и относительной амплитуды потенциалов собственной поляризации:
I — проницаемые породы; II — слабопроницаемые породы; III — водоупоры

нием через скважинные системы, поскольку этой характеристикой в значительной мере определяется проницаемость пород и руд для геотехнологических растворов.

Величина гранулометрического состава оценивается рассевом проб рыхлых пород в стандартных наборах сит. При этом выделяются гравийные (2—20 мм), песчаные (0.05—2 мм) и глинисто-алевритистые (0,05 мм) фракции. Породы и руды с содержанием глинисто-алевритистой фракции более 30—40% относятся к слабопроницаемым и водоупорным. По результатам гранулометрического анализа на основании эмпирических формул возможно определение коэффициентов фильтрации.

Послойная оценка фильтрационных свойств пород может быть дана также геофизическими исследованиями в скважинах. При каротаже методами самопроизвольной поляризации (ПС) или кажущихся сопротивлений (КС) используют обычно достаточно устойчивые корреляционные связи между гранулометрическим составом (количеством глинистой составляющей) пород и измеряемыми характеристиками. Для интерпретации по детально опробованным скважинам составляют корреляционные графики величин $\rho_к$ или $\alpha_{пс}$ и содержания глинистой составляющей (рис. 40, 41).

Технологическое опробование включает отбор малых технологических проб для лабораторного изучения (десятки — сотни килограмм) и проб для полупромышленных испытаний (обычно десятки тонн). В некоторых случаях при разведке производится отбор проб для испытания на действующих заводах. Масса таких проб (заводских) может достигать тысяч тонн.

Лабораторные пробы отбираются таким образом, чтобы охарактеризовать все природные типы и сорта руд. Порядок их отбора на промышленные испытания согласовывается с организацией, проводящей эти испытания. Отбор лабораторных проб производится из керна буровых скважин или при проходке горных выработок. Полупромыш-

ленные и заводские пробы как правило отбираются при проходке горных выработок. В последнем случае в пробу направляют руду, поступающую в вагонетках из рудных забоев после рудосортировки. Руда должна иметь естественную забойную кусковатость.

Разделение руды на сорта производится по содержанию урана, степени контрастности руд, химическому и минеральному составам, наличию попутных полезных или вредных компонентов.

Для выбора технологических схем обогащения большое значение имеют размеры минеральных агрегатов и структурно-текстурные особенности руд. В зависимости от их влияния на технологические процессы обогащения могут быть выделены следующие основные типы.

1. Руды массивной, пятнистой (гнездовой), прожилковой, крупновкрапленной текстуры с размером агрегатов урановых минералов 1—3 мм и более. Эти руды сравнительно легко сепарируются радиометрически и могут обогащаться гравитационными методами.

2. Руды мелковкрапленной, брекчиевой, сетчатой текстуры с размером агрегатов урановых минералов десятые доли — 1 мм. Эти руды являются труднообогатимыми механическими способами.

3. Руды тонковкрапленные с размером агрегатов сотые доли миллиметра и менее, а также землистые, порошковатые рыхлые. Такие руды, как правило, могут перерабатываться только непосредственно гидрометаллургическим путем.

По содержанию выделяют руды очень богатые (>1%), богатые (0,5—1%), рядовые (0,1—0,5%) и убогие (<0,1%).

Минералы уранила и коффинит сравнительно легко растворяются в разбавленных кислотах и карбонатных растворах. Перевод в раствор титанатов урана (браннерит и др.) обычно требует применения кислотных схем с повышенной концентрацией реагента.

Растворимость титанатов сильно зависит от степени их метамиктности и гидратации. Решающее влияние на выбор гидрометаллургической схемы обычно имеет общий химический состав руд: силикатный, карбонатный или каустобиолитовый. При определении схем технологического опробования месторождений можно руководствоваться табл. 28.

Технологическое опробование на месторождениях, намечаемых к отработке подземным выщелачиванием, заключается в проведении лабораторных испытаний образцов руд и натурных испытаний процесса в недрах.

Лабораторные испытания проводятся на рудном материале с нарушенной структурой и специально отобранных монолитах с естественной структурой. Каждая из методик имеет свои преимущества и недостатки. Пробы с нарушенной структурой могут иметь достаточно большой объем, что повышает надежность результатов. Испытания монолитов позволяют изучать контрастность геотехнологических свойств разреза. Общий недостаток всех лабораторных испытаний — невозможность моделирования пластовых условий. В целом

Таблица 28

Технологическая типизация урановых руд в зависимости от минерального и

Минералогическая характеристика руд		Характеристика руд различного		
		Силикатные		
Валентность урана в минерале	Минералы-носители	Распространенность руд	Оценка технологических свойств	Преобладающая схема передела
VI	Слюдки	Ограниченное	Очень хорошие	Кислотное выщелачивание без окислителя
	Силикаты	Ограниченное	»	Кислотное выщелачивание без окислителя
	Настуран — коффинит	Широкое	»	Кислотное выщелачивание с окислителем
IV	Браннерит, уранинит — браннерит	Широкое	Хорошие	Кислотное выщелачивание с окислителем и интенсифицирующими агентами
	Урансодержащий апатит	Ограниченное	Хорошие	Кислотное выщелачивание с окислителем и интенсифицирующими агентами
	Урансодержащие малакон, пирохлор, монацит и другие редкоземельные минералы	Широкое	Плохие	Специальные методы

отрицательные результаты геотехнологических исследований обычно не позволяют рассчитывать на улучшение показателей в натурных условиях, однако положительные результаты в лаборатории отнюдь не гарантируют успешного проведения процесса в натуре. Поэтому лабораторные испытания предваряют натурные, однако при детальной разведке последние являются обязательными [53].

Натурные геотехнологические испытания могут выполняться путем опытного геотехнологического опробования или опытно-промышленной эксплуатации.

Опытное геотехнологическое опробование проводится по упрощенным схемам, без переработки продукционных растворов.

петрографического составов

петрохимического состава

Карбонатные			Кислотобикарбонатные		
Распространенность руд	Оценка технологических свойств	Преобладающая схема передела	Распространенность руд	Оценка технологических свойств	Преобладающая схема передела
Ограниченное	Очень хорошие	Содовое выщелачивание без окислителя	Ограниченное	Хорошие	Кислотное выщелачивание без окислителя или обжиг + кислотное выщелачивание с окислителем
»	Средние	Специальные схемы	»	Плохие	Кислотное выщелачивание или обжиг и кислотное выщелачивание
Широкое	Хорошие	Содовое выщелачивание с окислителем	Широкое	Хорошие	Обжиг + кислотное выщелачивание с окислителем
Ограниченное	Плохие	Специальные схемы	Не известен	—	
Ограниченное	Хорошие	Содовое выщелачивание с окислителем и интенсифицирующими агентами	Не известен	—	
»	Плохие	Специальные схемы	»	—	

Наиболее распространена двухскважинная схема геотехнологического опробования, разработанная В. А. Грабовниковым [15, 54]. При этом способе дебит откачки задается значительно большим дебита закачки (в 4—7 раз), что создает гидродинамическую изоляцию прорабатываемого объема, но приводит к разбавлению продуктивных растворов. Площадь проработки пласта и истинная концентрация урана в растворах определяются расчетным путем. Последняя при этом равна измеренной концентрации, умноженной на коэффициент дебаланса. Возможность проработки небольшого объема недр позволяет провести геотехнологические испытания этим способом в натурных условиях пласта в сравнительно короткие сроки (месяцы). Однако двухскважинная схема не дает убедительных данных по экономике

процесса, так как и запас металла в объеме проработки и сам этот объем оцениваются достаточно приближенно.

С целью получения уточненных показателей для проектирования предприятий обычно проводят опытно-промышленные геотехнологические испытания по многоскважинным схемам с переделом откачиваемых растворов. Опыты проводятся по рядным и ячеечным схемам, с расположением рядов откачных скважин между рядами закачных или в центре квадратных или гексагональных ячеек, образуемых закачными скважинами. При этих схемах прорабатываемый объем оценивается более точно, а концентрация металла в растворах соответствует истинной. Вместе с тем, опытно-промышленные испытания требуют длительного времени (более года) и достаточно больших затрат. Поэтому их проведение целесообразно лишь в тех случаях, когда промышленное освоение месторождения намечается в ближайшее время.

6. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ И РУДАХ

Для определения содержаний естественных радиоактивных элементов в практике геологоразведочных работ используются радиометрические, рентгеноспектральные, люминесцентные и лазерно-люминесцентные, а также химические методы анализа. Ряд методов разработан в модификациях, позволяющих определять содержание элементов на месте залегания [40, 45, 47, 48].

Общие справочные данные по видам лабораторного анализа радиоактивных элементов даны в табл. 29.

Как видно из табл. 29 для анализа горных пород и руд при геохимических исследованиях и поисках урановых месторождений используются преимущественно радиометрические методы, обладающие достаточно высокой чувствительностью, высокой производительностью и низкой стоимостью анализа. Однако при геохимических исследованиях, связанных с оценкой субкларковых содержаний и построении радиогеохимических карт предпочтительными являются нейтронно-активационные методы анализа, имеющие лучшую чувствительность и точность [40, 46].

Для анализа проб воды при гидрохимических исследованиях на уран наилучшим является лазерно-люминесцентный анализ на установке «Ангара». Полная погрешность определений не превышает ±15%, при диапазоне измерений от $2 \cdot 10^{-8}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ г/л. Диапазон может быть расширен предварительным упариванием или разбавлением проб. С переводом проб в раствор возможен анализ и твердой фазы. Производительность анализа до 100 проб в смену [29].

Анализ рядовых проб на содержание урана при поисках и разведке, в основном, выполняется рентгеноспектральным флуоресцентным методом на анализаторах АРФ-6 и его аналогах. В зависимости от

Таблица 29

Справочные данные об основных видах лабораторного анализа радиоактивных элементов

Вид анализа	Определяемый элемент	Метод анализа	Интервал определяемых содержаний, % (категория анализа)	Масса навески, г	Мешающие элементы и факторы	Примечание
Анализ горных пород при геохимических исследованиях						
Радиометрический	Уран	Спектрорадиометрический	$2 \cdot 10^{-4} - 30$ (III)	150–200		Точность определения зависит от радиоактивного равновесия
	Торий	То же	$1{,}5 \cdot 10^{-4} - 30$ (III)	100		
	Радий	»	$1 \cdot 10^{-9} - 3{,}4 \cdot 10^{-7}$ (III)	от 5–10 до 100–200	K > 3% Th > 0,1% Ra/U ⩽ 30%	Поправки на мешающее влияние урана и тория вводят по данным рентгеноспектрального, а калия — пламенно-фотометрического анализа
Химический и физико-химический	Уран	Фотометрический с арсеназо III после экстракции трибутилфосфатом	$3 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-2}$ (VI)	0,1–1		
		Люминесцентный ЦАЛ-1	$1 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-2}$ (IV)	0,2	Mn, Cr, Ni, Co, Fe	Активированные ураном плавы NaF готовят в форме таблеток
		ЦАЛ-2	$3 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-2}$	1,0		
	Торий	Фотометрический с арсеназо III	$5 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-1}$ (III)	0,05–0,5		
Радиохимический	Радий	Эманационный	10^{-11} (VI)	10–20		
		Радиометрический	$1 \cdot 10^{-10}$ (III)	0,5–3		При предварительном растворении и соосаждении с сульфатом бария возможно определение от $n \cdot 10^{-3}$
Спектральный	Торий	Спектрографический	$3 \cdot 10^{-2} - 2$ (III)	0,1–0,2		При химическом концентрировании возможно определение от $1 \cdot 10^{-3}$

Продолжение табл. 29

Вид анализа	Определяемый элемент	Метод анализа	Интервал определяемых содержаний, % (категория анализа)	Масса навески, г	Мешающие элементы и факторы	Примечание
Нейтронно-активационный	Уран	По нептунию — 239	$2 \cdot 10^{-4}$ — 1 (VI)	0,1		Возможно совместное определение Th, TR
		По осколкам деления	10^{-8} — 10^{-3}	0,1	Th/U < 10	
		Запаздывающих нейтронов	$5 \cdot 10^{-5}$ — 1	0,1—5	То же	
	Торий	По протактинию после радиохимического выделения	$2 \cdot 10^{-7}$ — $5 \cdot 10^{-2}$	0,1		Возможно попутное определение U, Se, Hf, Fe, TR
		Анализ водных проб				
Люминесцентный	Уран	Лазерно-люминесцентный на приборе «Ангара»	$2 \cdot 10^{-6}$ — $5 \cdot 10^{-5}$ г/л (VI)	3—5	Суммарная концентрация солей не более 4—5 г/л	Возможен анализ твердых проб после перевода в раствор
Химический и радиохимический	Торий	Химический в природных водах	$3 \cdot 10^{-10}$ — $2 \cdot 10^{-6}$ г/л	> 100		
	Радий	Радиохимический в природных водах	$4 \cdot 10^{-11}$ — $1 \cdot 10^{-8}$ г/л	1		
		Анализ горных пород и руд при поисках и разведке				
Рентгено-спектральный	Уран	Флуоресцентный на АРФ-6	$5 \cdot 10^{-4}$ — 10 (III)	2—5	Sr, Rb, Th, Pb, Zn, Mo	Влияние мешающих элементов учитывается поправками. Возможно одновременное определение Th, Nb, Pb, Mo и др.
	Торий	То же	$5 \cdot 10^{-4}$ — 5 (III)	2—5	То же	То же
Химический и физико-химический	Уран	Ферро-фосфатно-ванадатный	$3 \cdot 10^{-2}$ — 10 (III)	0,1—1	Bi > 0,6%, Zn — Nb > > 3%, Fe, Mo и др.	
		Ванадатометрический с предварительным выделением	10^{-2} — 10 (I, III)	0,1—2		
	Торий	Фотометрический с тороном	$5 \cdot 10^{-3}$ — 10 (III)	0,05—0,5	Zr > 5%	

Таблица 30

Справочные данные по методам определения содержаний радионуклидов на месте залегания

Вид метода	Назначение	Чувствительность по урану, %	Аппаратура	Требования к скважинам при проведении		Примечание
				Минимальный диаметр, мм	Максимальная глубина, м	
Гамма-каротаж	Определение параметров рудных пересечений при равновесных безторисвых рудах	0,01—0,005	ПРМК-103	58	700	При введении поправок на равновесность используется на рудах со смещенным равновесием
			РПЦ-101	36	1500	
			СРП-68—03	36	700	
			СРП-88 и др.			
		0,01—0,005	АГА-201	58	700	Одновременное проведение гамма и электрокаротажа
			УКП-77	36	1500	
			Кедр-2	36	1500	То же с цифровой записью
Спектрометрический гамма-каротаж	Определение параметров рудных пересечений при смешанных уранторисвых рудах	0,01	ПСК-СГСЛ-3	36—48	2500	Раздельное определение U, Th, K
			РСС-006	36—42	1000	
			РСКП	38	1000	
Каротаж нейтронов деления КНД-М	Определение содержаний урана в неравновесных рудах	0,01	АГА-101 АГА-102 и др.	75—90	1000	Используется в качестве контрольного метода
Каротаж плотности природных нейтронов	То же	—	РПНГК-0,1	—	—	Из-за большого времени измерения (1 точка — 10—15 мин) применение ограничено

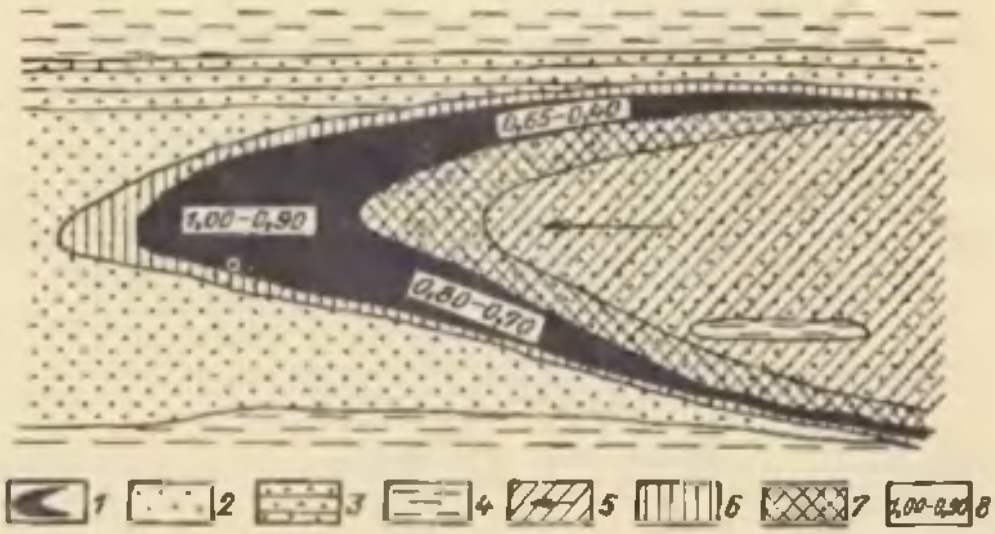


Рис. 42. Схема радиологической зональности в разрезе рольловой урановорудной залежи месторождения пластового окисления:

1 — урановая руда; *2* — пески; *3* — глинистые песчаники; *4* — глины; *5* — окисленные породы; *6* — диффузионный урановый ореол; *7* — остаточный урановый ореол; *8* — значения коэффициента радиоактивного равновесия по зонам. Стрелкой показано направление движения пластовых вод

применяемой рентгеновской трубки диапазон измерений содержаний урана и состав одновременно определяемых содержаний других элементов может меняться: для молибденовой трубки содержание урана (в %) 0,0001 — 0,2, другие элементы — Th, Pb, Rb, Sr, Se, As; для серебряной — 0,2 — 10, Th, Y, Nb, Mo; для вольфрамовой — 0,2 — 10, Zn, Cu.

Аппаратурная погрешность измерений не превышает 0,3% [47].

Химические определения урана в настоящее время выполняются, в основном, с целью контроля [45].

Общие справочные данные по методам определения содержаний радиоэлементов на месте залегания руд в табл. 30.

Используются две модификации таких методов: каротаж скважин и опробование по стенкам горных выработок [40, 52].

Основным методом определения параметров рудных пересечений при оценке и разведке месторождений урана является гамма-каротаж скважин. Так как измерения выполняются по равновесному радию, в результаты (при смещении равновесия) необходимо вводить поправки. Величина поправок определяется или по данным опробования керна, или по каротажу нейтронов деления (КНД-М). Как правило, на урановых месторождениях с нарушенным радиоактивным равновесием это нарушение носит закономерный характер, обусловленный геологическими и геохимическими факторами (рис. 42). В процессе изучения месторождения могут быть выделены зоны, в пределах которых смещение радиоактивного равновесия оказывается практически одинаковым. Выявление и учет таких пространственных закономерностей изменения равновесности позволяют выводить и применять единые поправки для групп определенных скважин и использовать данные гамма-каротажа для подсчета запасов [54].

Другой причиной искажения данных гамма-каротажа может быть так называемый эффект «отжатия» радона, особенно сильно проявляющийся в пористых породах. В таких породах при бурении скважин происходит вытеснение естественных поровых вод, насыщенных растворенным радоном, промывочной жидкостью. При гамма-каротаже этих скважин непосредственно после бурения результаты из-за отжатия радона, оказываются заниженными на 15—20%. В дальнейшем (через 10 суток) происходит насыщение жидкости в скважине радоном, однако оперативный каротаж должен выполняться сразу после бурения. Поправки за отжатие радона определяют путем повторного каротажа специальных скважин, а также сопоставлением с данными КНД-М и опробования [54].

Поправки за содержание калия и тория вводят при концентрациях этих элементов, обусловливающих суммарную интенсивность излучения более 10% от интенсивности излучения урановых руд с бортовым содержанием. Содержания тория и калия оцениваются при этом по результатам опробования керна или спектрометрического каротажа [18].

Метод каротажа по мгновенным нейтронам деления (КНД-М) является прямым методом определения урана по нейтронам деления ^{235}U, образующимся при облучении пород нейтронами, вырабатываемыми нейтронным генератором. Аппаратура для метода КНД-М дорогостоящая, что определяет повышенную стоимость работ по сравнению с обычным гамма-каротажом. Габарит современных скважинных приборов исключает также каротаж КНД-М в скважинах диаметром менее 75—90 мм.

Метод КНД-М применяют на месторождениях со сложными радиологическими условиями и резкой изменчивостью радиоактивного равновесия, в качестве контрольного для определения поправочных коэффициентов и заверки результатов гамма-каротажа.

Для этих же целей может использоваться метод каротажа плотности природных нейтронов, однако вследствие необходимости большой экспозиции на каждом точечном замере он не находит широкого применения.

Для оценки содержаний сопутствующих элементов при разведке урановых месторождений применяют другие ядерно-физические методы определения содержаний *in situ*, и, в первую очередь, различные модификации каротажа. Справочные данные по методам определения некоторых сопутствующих элементов приводятся в табл. 31 [40].

7. ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленная оценка месторождений урана включает подсчет запасов и составление технико-экономических расчетов, обосновывающих целесообразность их промышленного освоения (ТЭС, ТЭД, ТЭО и т. д.).

Согласно закону о недрах, запасы всех рудных полезных ископаемых подсчитываются в недрах без учета потерь и разубоживания при

Таблица 31

Справочные данные по методам определения сопутствующих элементов на месте залегания

Метод	Определяемые элементы									
	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Se	Zr	V	Ag	Au
Рентгенорадиометрический каротаж РРК	—	*0,1—0,3	0,1—0,2	0,1—0,2	0,1—0,2	—	0,03—0,05	—	0,015—0,1	—
Рентгенорадиометрическое опробование РРО	0,1	0,1	—	0,02	0,03—0,05	0,01	0,01—0,06	—	—	—
Спектральный нейтронно-гамма-каротаж СНГК	—	0,05—0,1	10,1	—	—	—	—	—	—	—
Нейтронно-активационный каротаж:										
с изотопным источником НАМ	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	$5 \cdot 10^{-5}$
с генератором нейтронов НАМ-Г	$5 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	0,5	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	—

* Цифры соответствуют порогу чувствительности метода в %

добыче. Подсчет запасов производится раздельно по группам балансовых и забалансовых запасов, по технологическим типам и сортам руд и условиям разработки (открытый, подземный или геотехнологический способы). Подсчет выполняется комплексно, с учетом всех ценных компонентов, которые могут быть извлечены из руд, а также возможности попутной утилизации добываемой горной массы.

Подсчет запасов производится в соответствии с кондициями, представляющими собой требования к тем или иным характеристикам руд и месторождений [69, 54].

Различают две группы кондиционных лимитов: кондиции качества руд (минимальное промышленное содержание, бортовое содержание и др.) и кондиции горно-технических условий отработки (минимальная рабочая мощность, коэффициент вскрыши и др.).

Минимальное промышленное содержание определяет нижний допустимый уровень среднего содержания в блоке, при котором заключенные в нем запасы могут быть отнесены к балансовым. Величина этого показателя определяется компенсацией затрат на добычу и переработку руды стоимостью заключенного в ней ценного компонента. При равенстве среднего содержания в некотором объеме руды минимально промышленному его отработка не дает ни прибыли, ни убытка. Поэтому очевидно, что рентабельное освоение месторождения в целом возможно только в том случае, когда среднее содержание по большинству его участков и по месторождению в целом превышает минимальное промышленное. Минимальное промышленное содержание является, таким образом, показателем, определяющим возможность отработки наиболее бедных участков месторождения. Величину минимального промышленного содержания рекомендуется распространять на подсчетные блоки с запасами, не превышающими годовой добычи проектируемых предприятий.

К минимальному размеру подсчетного блока, контролируемого промминимумом, требования не регламентированы. Обычно имеется в виду, что этот блок отвечает крупному геологически обособленному участку месторождения, охарактеризованному рядом разведочных пересечений.

Если рудные тела не имеют четких геологических границ и должны оконтуриваться по данным опробования, то необходимо устанавливать лимитный показатель для оконтуривания, величина которого, естественно, должна относиться к элементарно малому объему руды, а не крупному блоку.

В качестве оконтуривающих лимитов при подсчете запасов используются минимальное содержание (метропроцент) на единичное пересечение и бортовое содержание.

Бортовое содержание определяет нижний предел содержания полезного компонента в элементарном отрезке (проба) разведочного пересечения, при котором этот интервал может быть включен в контур балансовых запасов. На урановых месторождениях такой элементарный отрезок обычно отвечает дифференциальному элементу интер-

претации радиометрических измерений (10 м). Бортовое содержание служит для определения границ кондиционных руд по мощности [69].

На месторождениях, не имеющих четких геологических границ и предназначенных для отработки горными работами, бортовое содержание является важнейшим и необходимым оконтуривающим лимитом, так как определяет морфологию и внутреннее строение (степень прерывистости) рудных образований, а, следовательно, предопределяет и выбор оптимальной технологии добычи. Величина бортового содержания определяется повариантными расчетами и технико-экономическим сравнением запасов, подсчитанных при разных его значениях.

На месторождениях, предназначаемых для отработки способом подземного выщелачивания, величина бортового содержания практически не оказывает влияния на технологию добычи, и установление этого лимита целесообразно лишь, постольку, поскольку при значительной мощности пород, проницаемых для геотехнологических растворов, может потребоваться какая-то локализация наиболее металлоносной части их разреза. Так как в процессе подземного выщелачивания растворами всегда омывается объем недр, значительно превышающий оконтуренные тела, а в процесс вовлекается, в принципе, весь содержащийся в горной массе металл, независимо от содержания, то экономическое обоснование бортового содержания методом вариантов обычно не требуется. Бортовое содержание может устанавливаться предельно низким, приближающимся к содержанию в хвостах переработки. Бортовое содержание на месторождениях для подземного выщелачивания может быть единым и постоянным независимо от геологических и других особенностей объектов.

Бортовое содержание для забалансовых запасов устанавливается только на месторождениях с горным способом добычи. Цель этого лимита заключается в отделении потенциально пригодных для использования убогих руд от ореола пород с повышенным содержанием. Так как забалансовые запасы нередко частично вовлекаются в отработку попутно с балансовыми для переработки упрощенными и дешевыми методами кучного выщелачивания, то установление этого лимита целесообразно. В отличие от бортового содержания для балансовых руд для забалансовых выбор методом вариантов не имеет смысла. Обычно величина такого бортового содержания устанавливается на уровне уверенного порога разделения существующей рудосортировочной аппаратуры.

Минимальное содержание (метропроцент) на полную мощность единичного разведочного пересечения служит для оконтуривания балансовых запасов в плане или продольной проекции рудных залежей. Обычно его величина устанавливается промежуточной между бортовым и минимально промышленным на блок. При малых мощностях рудных тел показатель минимального содержания заменяется показателем минимального метропроцента, т. е. произведения минимального содержания на минимальную рабочую мощность.

Минимальная рабочая мощность при подземном горном способе добычи для крутопадающих залежей обычно устанавливается в 0,7 м, а для пологопадающих — в 1,0 м.

При открытой добыче пологозалегающих мягких руд, не требующих отбойки буровзрывными работами, минимальная мощность может быть установлена очень малой, так как возможными оказываются бульдозерная зачистка и стребание руд в навалы перед экскавацией. Для скальных руд при крутом падении рудных тел требования к минимальной мощности обычно возрастают.

Промышленная ценность залежей или их участков с очень малой мощностью обычно контролируется метропроцентом, определяемым произведением минимальной рабочей мощности на бортовое (минимальное на пересечение) содержание.

При отработке подземным выщелачиванием кондиции на минимальную рабочую мощность обычно не устанавливаются, так как естественное растекание рабочих растворов всегда достаточно велико.

Максимальный коэффициент вскрыши и глубина открытой добычи определяются на основании технико-экономических расчетов, исходя из сравнения показателей открытого и подземного способов. При этом предельно допустимыми для открытой добычи принимаются показатели, при которых себестоимость добычи открытого и подземного способов уравнивается и соответственно открытый способ теряет свои преимущества.

Среди урановых месторождений встречаются объекты, подземная разработка которых технически очень сложна из-за обводненности и неустойчивости пород, способности самовозгораться и других причин. В таких случаях предельный коэффициент вскрыши и глубина открытой добычи определяются по принципу компенсации затрат добываемым металлом, с учетом минимальной нормы рентабельности.

Обычно, прорабатывая ТЭД или ТЭО кондиций, проектирующая организация дает разведчикам проектные контуры карьеров, отстроенные с учетом предельного коэффициента вскрыши и глубины отработки, вследствие чего при подсчете запасов не возникает необходимости в использовании этих показателей для оконтуривания. К числу балансовых относятся при этом все запасы, располагающиеся в пределах проектных контуров карьеров. Запасы за контуром, в зависимости от условий, рассматриваются как балансовые для подземной добычи или как забалансовые.

При комбинированной (открытой и подземной) разработке месторождений такие показатели кондиций, как бортовое, минимальное промышленное содержание, нередко устанавливаются разными по величине для запасов, подлежащих открытой и подземной добыче. Кондиции для открытого способа являются при этом пониженными по сравнению с кондициями для подземного.

Максимальная мощность прослоев пустых пород или некондиционных руд, включаемых в балансовый контур, определяется возможностями селективной отработки рудных тел разобщенных этими

прослоями. При этом прослои, меньше установленного лимита, должны обязательно включаться в контур и учитываться разубоживанием содержания, так как такое разубоживание неизбежно будет происходить при добыче.

Число различных систем отработки довольно велико, а точная фиксация соответствующих им максимально допустимых мощностей безрудных прослоев затруднительна. При подземной горной добыче относительно простых по морфологии месторождений (субпараллельных пластов или трещинных жил) этот показатель обычно устанавливают, исходя из возможностей наиболее селективных систем отработки и принимают равным 2 м. Однако слабая устойчивость пород и сложное залегание рудных тел могут вызвать увеличение этого лимита. При открытой добыче пологозалегающие мягкие руды могут селективно разрабатываться при очень малых мощностях безрудных прослоев. Скальные руды при крутом залегании, наоборот, требуют увеличения мощности безрудного прослоя.

Следует отметить, что на сложных жилообразных и штокверкоподобных месторождениях, с частым чередованием в пространстве богатых и бедных или пустых участков задаваться фиксированной величиной мощности безрудного прослоя, выбранной по наиболее селективной и соответственно наименее производительной системе, неправильно. Для таких месторождений величина этого показателя оказывает на морфологию оруденения такое же, а иногда и более сильное влияние, как бортовое содержание.

При этом целесообразным становится подбор методом вариантов такой величины прослоя пустых пород, которая обеспечивала бы максимальное упрощение морфологии и возможность применения высокопроизводительных систем, при допустимом разубоживании руды. Это в особенности важно на месторождениях, характеризующихся преимущественно жильно-прожилковой минерализацией, при отсутствии ореолов вкрапленного оруденения, на которых варьирование величиной только бортового содержания часто не позволяет оконтурить достаточно компактные и мощные скопления промышленных руд.

На месторождениях, предназначенных для отработки подземным выщелачиванием, величина мощности безрудного прослоя в принципе определяется естественным растеканием рабочих растворов. Эта величина трудно поддается определению. В настоящее время принимается, что при расстоянии между рудными телами менее 5 м их отработка, независимо от положения фильтров в скважинах, происходит совместно. В действительности, в большинстве случаев нет оснований считать осуществимым управление растворами для избирательного выщелачивания оруденения, разделенного и прослоями значительно большей мощности. Вместе с тем, при подземном выщелачивании включение в контур подсчета запасов безрудных прослоев (на разубоживание) не является необходимым.

Максимальное содержание глинисто-алевритовых частиц и коэффициент фильтрации определяют возможность применения отработки месторождений способом подземного выщелачивания.

Коэффициент фильтрации является полной и точной характеристикой продуктивных горизонтов, получаемой лишь в процессе опытных откачек, охватить которыми все участки месторождения обычно невозможно. Содержание же глинистых и алевритистых частиц может быть определено в любой пробе. Статистически устанавливается, что пески с содержанием глинисто-алевритовых частиц до 20% обычно имеют коэффициенты фильтрации более 3—5 м/сут, глинистые пески с содержанием таких частиц 20—30% — не менее 3 м/сут и даже до 0,3—0,5 м/сут.

В настоящее время к балансовым для подземного выщелачивания обычно относят запасы, заключенные в породах с коэффициентом фильтрации более 0,5—1 м/сут. Однако рентабельными для освоения могут быть и запасы при меньших коэффициентах фильтрации, если проводимость пласта обеспечивает получение дебитов, необходимых для рентабельной работы участка.

На процесс выщелачивания оказывает влияние не только общая проницаемость рудоносного пласта, но и дифференциальная его проницаемость и степень ее контрастности. Наиболее благоприятна для подземного выщелачивания большая или равная проницаемость рудоносных и безрудных песков. Крайне неблагоприятной является меньшая проницаемость рудоносных песков, по сравнению с безрудными, так как при этом циркуляция растворов, в основном, идет по пустым пескам. Степень контрастности проницаемости обычно не лимитируется кондициями, однако участки залежей с последним типом разреза не всегда могут квалифицироваться как балансовые и требуют особых испытаний.

Водоупорные породы с коэффициентами фильтрации менее 0,1 м/сут обычно исключаются из подсчета балансовых запасов, независимо от наличия в них металла [54].

Кондиции, устанавливаемые в соответствии с требованиями технологии переработки руд, включают максимально допустимое содержание вредных примесей и минимальное — попутных ценных компонентов.

Максимальное содержание вредных примесей определяется в зависимости от способа переработки. К вредным примесям при кислотном переделе руд относятся карбонаты. Единого значения допустимой карбонатности не существует, так как ее величина зависит от других качественных показателей и в частности, от содержания самого урана. Однако для рядовых руд содержание CO_2 в пределах 5—10% является обычно уже нежелательным. Вместе с тем этот показатель устанавливается по отдельным блокам, так как при добыче горными работами организуется шихтовка более карбонатных руд с рудами нормального качества. При содовом переделе нежелательной является примесь сульфидов, и их содержание также может быть лимитировано.

При обоих способах передела вредной примесью является органическое вещество. Для руд с высоким содержанием органики (урапоносные угли) необходимы специальные схемы переработки с предварительным сжиганием. К мешающим компонентам относятся также фосфор (при низких концентрациях) и цирконий, однако кондициями их содержание обычно не лимитируется.

При подземном выщелачивании требования к карбонатности руд и вмещающих проницаемых пород еще более жестки. Обычно руды с содержанием CO_2 более 2—3% считаются уже непригодными для кислотного выщелачивания. Важно отметить, что если для горного способа добычи содержание вредных примесей устанавливается и оценивается на крупный блок (возможна шихтовка), то при подземном выщелачивании к этому показателю следует подходить как к дифференциальному. Все участки (скважины) с содержанием карбонатов выше установленного лимита подлежат переводу за пределы балансового контура. То же касается и содержания органического вещества: участки с повышенным содержанием органики (угли, углистые пески) подлежат исключению из балансового контура, независимо от содержания в них урана [54].

При горном способе основным методом выбора кондиций является метод последовательных приближений, с рассмотрением различных вариантов видов, значений и сочетаний кондиционных лимитов. При этом ведущим показателем обычно оказывается бортовое содержание по мощности, определяющее морфологию и внутреннее строение оконтуриваемых залежей [54].

При способе подземного выщелачивания основным показателем кондиций является минимальная продуктивность (метропроцент) или приведенное содержание на единичное разведочное пересечение, причем величина его может быть определена расчетным путем, исходя из параметров эксплуатационной ячейки, глубины скважин и показателей извлечения, получаемых при натурных испытаниях [54].

8. СПОСОБЫ ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ

При подсчете запасов урана используются два основных способа: геологических блоков и разрезов. При утверждении запасов месторождений, затронутых эксплуатацией, используется также способ эксплуатационных блоков. В последние годы, в связи с развитием автоматизации подсчетных операций, иногда применяются иные способы, более удобные для вычислений на ЭВМ, например, близкие к способу изолиний. Однако подобные случаи остаются еще исключением [69].

Исследования, проведенные еще в 50-е гг. показали, что точность подсчета запасов практически не зависит от применяемого способа и наиболее целесообразным следует считать применение таких способов, которые дают возможность учитывать и отражать геологические особенности строения месторождения, его структуру, распределение

сортов и типов минерального сырья и, в то же время, позволяют сократить время на подсчетные операции.

Все методы расчета основаны на преобразовании сложных по форме тел полезного ископаемого в систему равновеликих простых тел, с оценкой на этой основе объемов недр, занятых полезным ископаемым и распространением на эти объемы качественных характеристик, полученных тем или иным осреднением частных замеров в разведочных пересечениях (пробах).

Для сложных пластообразных залежей линзо- или трубообразной формы правильность отображения их формы (а следовательно и объема) при геометризации определяется, в первую очередь, правильностью отображения их строения по вектору мощности. Способ разрезов в этом случае является менее искажающим и, главное, позволяет осуществлять неформальное, учитывающее геологические данные, построение контура сечения залежей в разрезах.

Для простых, плитообразных залежей (моноклинальные пласты, жилы) контур сечения в разрезе оказывается простым и правильность отображения формы при геометризации определяется правильностью его отображения в продольной проекции. Способ блоков, допускающий учет геологической информации при построении контура по простиранию и падению залежи в пространстве между разрезами, является для таких тел более предпочтительным.

Средние характеристики при способе разрезов обычно рассчитываются для каждого элементарного блока, заключенного между смежными разрезами. При этом пробы крайних разрезов участвуют в расчете один раз, а пробы остальных — дважды, для каждого из смежных блоков. Таким образом, в целом для залежи, пробы краевых разрезов применяются с вдвое пониженным статистическим весом. В некоторых случаях такое занижение весов краевых проб может оказаться неверным и вести к искажению средних оценок. Этот недостаток легко исправляется, так как расчет средних может выполняться осреднением всех проб залежи или укрупненного (геологического) блока. Таким образом расчет объемов может выполняться по способу разрезов, а средних параметров по методике способа блоков. Такой комбинированный способ для сложных залежей с весьма крайне неравномерным распределением компонентов может считаться оптимальным.

Допущение подсчета запасов в обобщенных контурах с коэффициентом рудоносности означает, что оконтуривание и геометризация технологических сплошных скоплений руд переносятся на стадию эксплуатационной разведки. Однако, при этом должна существовать уверенность, что реальные скопления сплошных руд имеют размеры, действительно позволяющие осуществлять их селективную выемку. Если оруденение в целом имеет мелкогнездовый характер, селективная выемка гнезд может оказаться невозможной. Подсчет запасов с коэффициентом рудоносности в этом случае недопустим и должен заменяться подсчетом с разубоживанием на массу.

Правомерность или неправомерность подсчета с коэффициентом рудоносности может быть оценена только по результатам выборочного детального изучения морфологии оруденения. В качестве таких участков часто могут быть использованы горизонты горных выработок с пройденными рудными штреками.

Подсчет запасов с коэффициентом рудоносности определяет необходимость оконтуривания продуктивных объемов недр. Такие контуры не могут быть отстроены по кондициям, так как последние при этом определяют только выделение технологически сплошных рудных скоплений. Наиболее правильным является выделение продуктивных зон в геологических границах, однако это не всегда оказывается возможным. Некоторые формальные приемы построения контуров продуктивных зон рассмотрены в работе [69].

Подсчет запасов должен составляться с максимальным учетом геологических особенностей месторождений, а также пространственных изменений качественных характеристик руд и горно-технологических факторов, определяющих горную технологию. Запасы геологически обособляющихся участков, залежей, а также отличных по составу и качеству руд или требующих применения различных систем отработки, подлежат раздельному учету. В соответствии с этими требованиями при подсчете запасов производится разделение рудных залежей на отдельные блоки.

В процессе блокировки для каждого блока по возможности должна быть достигнута максимальная однородность в геологическом и горно-технологическом смысле. При этом блоки должны иметь не слишком маленькие размеры, чтобы количество разведанных пересечений в них было достаточным для достоверного вычисления средних параметров.

Отметим несколько общих правил блокировки. В отдельные блоки обязательно выделяются:

1) части залежей, подлежащие открытой и подземной разработкам с проведением границ между ними по проектному контуру карьера;

2) геологически обособленные части залежей с различным составом руд, требующие применения различных технологических схем переработки;

3) геологически обособленные и морфологически различные части залежей, для которых возможно применение различных систем разработки;

4) геологически обособленные части залежей с резко различным качеством руд;

5) части залежей с резко различной степенью разведанности.

Правильность расчета средних параметров определяется правильностью выбора процедуры взвешивания. Статистические веса отдельных проб (пересечений) в подсчете должны соответствовать долям объемов недр, на которые могут быть распространены параметры этих проб (пересечений) согласно имеющейся геологической информации.

Вычисление средних мощностей производится с приведением их к единой системе: истинных, горизонтальных или вертикальных. При равномерном расположении разведочных пересечений расчет средних мощностей может быть выполнен простым арифметическим осреднением приведенных значений. Возможные ошибки кроются в правильности приведения частных мощностей к единой системе и, чаще всего, бывают связаны с локальными осложнениями залегания рудных тел, которым не удается дать верную геологическую интерпретацию. В результате пересчетные поправки не компенсируют в должной мере завышенного значения мощностей.

При неравномерной разведочной сети в блоках могут преобладать пересечения со значениями мощностей, пришедшимися на участки раздувов или, наоборот, пережимов залежи. В этом случае расчет средних производится со взвешиванием по площадям влияния пересечений или с вычислением промежуточных средних для их сближенных групп. Последний прием при резкой неравномерности сети, например с объединением в блоке пересечений по горизонтам горных работ и скважинам, может считаться необходимым.

Средние содержания компонентов обычно рассчитываются со взвешиванием по мощностям (длинам) опробованных пересечений. На месторождениях очень богатых руд (проценты) расчет содержаний должен производиться со взвешиванием по мощностям и плотности руд.

При взвешивании по мощности правильнее пользоваться их истинными значениями. Однако особенности системы разведки часто определяют удобство применения в расчетах стволовых мощностей. Замена истинных мощностей в качестве весовых функций стволовыми в некоторых случаях может приводит к систематическим искажениям, что требует специального анализа.

При разведке залежей сложной формы вертикальными скважинами подземного бурения расчет средних содержаний осложняется резким различием зон влияния проб приустьевых и призабойных частей скважин. При наличии обогащенных или обедненных зон в вершине или наоборот конце «веера» среднее содержание, рассчитанное со взвешиванием по стволовым мощностям может за счет этого искажаться. Устранение погрешностей такого рода требует взвешивания по площадям влияния проб или введения весовых коэффициентов, учитывающих положение отдельных скважин и интервалов опробования относительно залежей.

При подсчете запасов с применением коэффициента рудоносности в обобщенных контурах продуктивных зон, истинные элементы залегания сплошных рудных скоплений остаются неопределенными, а следовательно, не могут быть вычислены и истинные мощности. Таким образом, в качестве весовой функции при расчете среднего содержания приходится принимать стволовую мощность. Случайная погрешность оценки среднего при этом возрастает. Однако при взвешивании по стволовым мощностям нельзя исключать и возможность системати-

ческих ошибок. Последние могут проявиться, если на месторождении имеются скопления богатых и бедных руд разной ориентировки, пересекаемые единой системой разведочных пересечений под закономерно разными углами.

При оценке общих результатов подсчета запасов в практике экспертизы обычно считается недопустимым, когда среднее содержание в блоках низкой категории разведанности (особенно C_2) оказывается в целом больше, чем в блоках высоких категорий. Действительно, учитывая, что среднее содержание в предварительно оцененных запасах обычно оценивается по ограниченному числу данных и обладает поэтому значительной случайной погрешностью, резкое превышение его над содержанием достоверно разведанных блоков одного и того же месторождения может считаться следствием такой погрешности. Соответственно, к расчетным параметрам блоков низкой категории может быть применен некоторый поправочный коэффициент.

Страховочные поправки иногда вводят и при расчете средних содержаний блоков любой категории разведанности путем ограничения влияния единичных особо богатых проб (ураганных).

Специальные исследования по сопоставлению результатов детальной и эксплуатационной разведок, выполненные на группе крупных урановых месторождений показали, что относительная разница в содержаниях между детальной и эксплуатационной разведками составила при формальном ограничении ураганных проб +15%, а при отказе от ограничения +5%, т. е. продемонстрировали ненужность такой процедуры.

Вместе с тем, в практике подсчета запасов нельзя допускать существенного влияния на средние показатели единичных пересечений, вскрывающих особо богатые руды или участки резко повышенной мощности, не получающие к тому же геологического объяснения. Страховка блоков с такими значениями может и должна производиться. Однако наличие выделяющихся значений параметров свидетельствует, прежде всего, о недоразведанности запасов.

Подсчет запасов по данным предварительной и детальной разведок обычно опирается на ограниченное количество разведочных данных и ориентирован на промышленную оценку месторождения в целом. Поэтому, при таком подсчете вполне достаточными могут считаться приведенные выше статистические методы.

При эксплуатационной разведке, когда объем разведочной информации резко возрастает, а целью работ в значительной мере оказываются дифференциальная оценка ограниченных по величине блоков месторождения и разработка на этой основе системы управления технологическим процессом добычи, простые статистические методы подсчета запасов могут оказаться недостаточными и должны заменяться геостатистическими. Содержание таких методик выходит за пределы данного справочника и требует обращения к специальной литературе.

9. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ТЕХНОЛОГИИ ЭКСПЛУАТАЦИИ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРАВИЛАМ РАДИАЦИОННОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Способность основных рудных минералов урана растворяться в разбавленных кислотах и щелочах определяет возможность применения при эксплуатации урановых месторождений как традиционных горных, так и геотехнологических способов (подземного выщелачивания).

В настоящее время горный способ обычно применяется для месторождений относительно богатых контрастных и крепких руд, залегающих в крепких и устойчивых породах. Геотехнологический способ с выщелачиванием через скважинные системы применяется для месторождений относительно бедных руд с высокой естественной пористостью, залегающих в рыхлых, неустойчивых, обводненных породах. Геотехнологический способ с выщелачиванием через дренажные горные выработки — как вспомогательный для отработки участков бедных руд в комбинации с горным способом. Геотехнологический способ может применяться также в варианте переработки отвалов выданных на поверхность руд (кучное выщелачивание).

Открытые работы при горном способе обеспечивают полноту выемки, более высокую производительность при относительно низких удельных затратах, а также создают наиболее благоприятные условия для забойной сортировки горной массы. В карьерах легче осуществлять вентиляцию и другие мероприятия по снижению концентрации вредных веществ в рудничной атмосфере. Отрицательное влияние на возможность открытой добычи оказывают большая глубина залегания, неустойчивость вскрыши и вмещающих пород, значительная обводненность, а также наличие на поверхности ценных сельскохозяйственных угодий. Наиболее благоприятны для отработки открытым способом мощные штокверкообразные залежи и субгоризонтально залегающие пласты и роллы при рыхлой, необводненной вскрыше мощностью до 50 м, особенно при расположении на склоне и возможности сооружения карьера врезом.

В зависимости от свойств пород и руд открытая добыча может осуществляться с применением буровзрывных работ или прямой экскавацией.

Углы откоса бортов карьеров определяются проектными организациями на основании специальных инженерно-геологических исследований. Ориентировочно для скальных пород эти углы составляют 50—55°, полускальных — 35—45°, а при наличии пластичных глин или рыхлых песков — 15—25°.

При подземном способе отработки урановых месторождений в связи с высокой ценностью сырья используются системы, обеспечивающие минимальные потери в недрах. Ценность руд оправдывает применение достаточно дорогостоящих систем с закладкой и креплением. Вместе с тем, возможность относительно дешевой радиометрической сорти-

ровки и обогащения отбитой массы позволяют применять и высокопроизводительные системы с повышенным разубоживанием, обеспечивающие снижение затрат на добычу. Отбойка руды обычно производится буровзрывными работами, однако пластовые месторождения некрепких руд иногда разрабатываются комбайнами.

В целом при подземной разработке благоприятными факторами являются высокие крепость и устойчивость пород при незначительной обводненности. Осложняют подземную разработку слабая устойчивость, особенно при пологом залегании, высокая водообильность, наличие карста. Особо сложные условия, иногда исключающие возможность подземной добычи, наличие плывунов, склонность руд к самовозгоранию и др.

Подземное выщелачивание урановых руд позволяет уменьшить капитальные вложения в строительство предприятий, повысить производительность труда в процессе добычи, улучшить условия труда и вовлечь в освоение месторождения с более низким содержанием урана. В наибольшей степени преимущества подземного выщелачивания проявляются при применении скважинных систем. При этом необходимо соблюдение двух непременных условий: проницаемости руд для геотехнологических растворов и обводненности месторождения. В наибольшей степени этим условиям отвечают инфильтрационные урановые месторождения в рыхлых осадочных породах.

Как и при фабричной переработке, при подземном выщелачивании могут использоваться кислотная или щелочная (карбонатная) технологии. Выбор технологии определяется особенностями месторождений и технико-экономическим сравнением конкурирующих вариантов. На практике, кислотный способ как правило не требует введения окисляющих агентов; карбонатный способ без окислителя положительных результатов не дает. Таким образом, при карбонатном способе главной является проблема растворимого, активного и достаточно дешевого окислителя. Наиболее распространенный в фабричном производстве окислитель — пиролюзит из-за нерастворимости использован быть не может. Реально конкурирующими агентами являются пероксид водорода и кислород. В целом, кислотный способ обеспечивает более высокие показатели извлечения и концентрацию урана в растворах, а также более высокую интенсивность процесса. Однако он требует коррозионно устойчивых труб и оборудования, а также является более жестким по влиянию на природную среду.

Комплекс геолого-геофизического обслуживания при добыче урана зависит от способа отработки.

При отработке горным способом основу комплекса составляют экспрессные методы определения содержаний урана в рудах на месте залегания и после отбойки, а также разделения руд по сортам в транспортных емкостях и предварительного обогащения руд на специальных сортировочных аппаратах — радиометрическая сепарация.

Определение содержаний урана на месте залегания производится теми же методами гамма-каротажа скважин и шпуров и гамма-опробо-

вания обнаженных поверхностей. По результатам каротажа отпалочных шпуров и взрывных скважин определяют порядок их взрывания, обеспечивая максимальную селективность выемки. По каротажу контрольных шпуров и скважин оценивают полноту выемки.

Экспресс-анализ в транспортных емкостях проводят на радиометрических контрольных станциях (РКС). Результаты анализа используют для разделения грузопотоков выдаваемой горной массы на руду разных сортов и пустую породу.

Радиометрическая сепарация заключается в покусковой автоматической сортировке (обогащении) рудной массы. Сепарация осуществляется на специальных аппаратах — радиометрических сепараторах. При сепарации руда предварительно дробится и разделяется на классы по крупности кусков. Класс с размером кусков менее 25 мм относится к необогатимым. Поэтому склонность руд к переизмельчению отрицательно сказывается на обогатимости. Способность руд к радиометрическому обогащению определяется их контрастностью. Для количественной характеристики контрастности используют показатели Мокроусова (M) и Пухальского (P). К высококонтрастным относятся руды с показателем контрастности $M = 1{,}4 - 2$ и $P = 1{,}5 - 2$. При их сортировке обеспечивается выход концентрата менее 25% и повышение содержания в четыре раза. К неконтрастным относятся руды с $M < 0{,}4$ и $P = 1$. При их сортировке обогащения продукта достичь не удается.

При отработке подземным выщелачиванием основу комплекса обслуживания составляют различные модификации геофизических исследований в скважинах (ГИС). Особенностью ГИС на действующих предприятиях является необходимость проведения измерений в обсаженных скважинах и агрессивных средах. Методы ГИС используются для решения следующих задач:

определения содержания урана в недрах (гамма-каротаж и каротаж КНД);

расчленения разреза по фильтрационным свойствам (электрокаротаж КС и ПС, нейтрон-нейтронный каротаж);

изучения динамики движения растворов в недрах (термометрия, индукционный каротаж);

изучения динамики выщелачивания урана и степени его извлечения (каротаж КНД);

обеспечения оборудования скважин (уточнения мест постановки фильтров) и контроля за их техническим состоянием (гамма-каротаж, каротаж КС и ПС, термометрия, расходометрия, кавернометрия и др.).

Воздействие радиационных факторов на организм человека при поисках, разведке и эксплуатации месторождений урана определяется воздействием излучения естественных радионуклидов урановых руд; а также радиоактивных изотопов, применяемых для градуирования аппаратуры и других источников ионизирующих излучений — ускорителей, рентгеновских трубок, генераторов нейтронов и т. д.

Степень воздействия радионуклидов и других источников ионизирующего излучения на организм человека определяется дозой

полученного облучения — внешнего и внутреннего — за счет попадания радионуклидов в организм человека через органы дыхания, пищеварения и кожу.

Обеспечение радиационной безопасности регламентируется действующими нормами и правилами: «Нормами радиационной безопасности» — НРБ-76; «Основными санитарными правилами работы с радиоактивными веществами и другими источниками ионизирующих излучений» — ОСП-72/80 и «Правилами безопасности при транспортировании радиоактивных веществ» — ПБТРВ-73.

Персонал, занятый поисками, разведкой и эксплуатацией месторождений урана, относится к категории А — профессиональные работники, постоянно или временно работающие с источниками ионизирующих излучений.

При работе с урановыми рудами радиационноопасными факторами, по которым проводится постоянный, систематический контроль, периодичность которого регламентируется действующими Нормами и Правилами (НРБ-76, ОСП-72/80), являются внешнее гамма-излучение, радиоактивная пыль и радиоактивные аэрозоли, радон и короткоживущие продукты его распада.

Для категорин А годовая предельно-допустимая доза (ПДД) в системе СИ равна $5 \cdot 10^{-2}$ Зв (зиверт).

Наибольшую радиационную опасность при работе с урановыми рудами в горных выработках представляют короткоживущие продукты распада радона. Эти продукты существуют в виде свободных атомов или сорбируются на аэрозольных частицах. Энергию, которая выделяется при распаде короткоживущих продуктов распада радона, называют скрытой энергией. Допустимая концентрация продуктов распада радона в единицах скрытой энергии составляет $3{,}8 \cdot 10^{4}$ МэВ/л ($608 \cdot 10^{4}$ фДж/л).

Предельно-допустимое поступление (ПДП) продуктов распада радона в единицах скрытой энергии составляет $9{,}6 \cdot 10^{10}$ МэВ/год ($1536 \cdot 10^{10}$ фДж/год). Величину скрытой энергии определяют при дозиметрическом контроле рудничной атмосферы.

В лабораториях, при анализе проб содержащих естественные радионуклиды, дозиметрический контроль не проводят, если активность на рабочем месте не превышает $3{,}7 \cdot 10^{5}$ Бк, что соответствует массе равновесного урана 2,1 г, а общая активность всех радиоактивных материалов в лаборатории не превышает $3{,}7 \cdot 10^{6}$ Бк (21 г равновесного урана).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антропов П. Я.* Топливно-энергетический потенциал Земли. М., изд. ВИНИТИ, 1976.

2. *Антропов П. Я., Евсеева Л. С., Полушников Г. П.* Месторождения урана в осадочных породах депрессий. Сов. геол., 1977, № 9, с. 32—36.

3. *Аэрорадиометрическое* картирование. Методические рекомендации, /Е. Б. Высокоостровская, А. И. Краснов, Е. И. Зубов и др. Л., изд. Мингео СССР, 1983.

4. *Бауранит* и метакальцуранит — новые минералы из группы гидроксидов урана/В. П. Рогова, Л. Н. Белова и др. — Зап. ВМО, 1973, вып. 1, с. 75—81.

5. *Бахтиаров А. В.* Рентгеноспектральный флюоресцентный анализ в геологии и геохимии. М., Недра, 1985.

6. *Баюшкин И. М., Диков Ю. П.* О силикатах урана в процессе гидротермального уранового рудообразования. — Геохимия, 1974, № 11, с. 1654—1663.

7. *Белевцев Я. Н.* Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979.

8. *Бетпертдит* и уиксит по данным сканирующей электронной микроскопии/Л. Н. Белова и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, № 4, с. 127—131.

9. *Браннерит* в свете новых данных аналитической электронной микроскопии/О. А. Иванова, И. В. Мельников и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 2, с. 63—71.

10. *Бэрнем К.* Магмы и гидротермальные флюиды. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1975, с. 71—121.

11. *Вешкин В. И.* Особенности металлогении урановорудных областей. М., Энергоатомиздат, 1983.

12. *Гецева Р. В., Савченко К. Т.* Руководство по определению урановых минералов. М., Госгеолтехиздат, 1956.

13. *Гидрогенные* месторождения урана/Под ред. А. И. Перельмана. М., Недра, 1980.

14. *Гидротермальные* месторождения урана/Под ред. Ф. И. Вольфсона. М., Недра, 1978.

15. *Грабовников В. А.* Геотехнологические исследования при разведке металлов. М., Недра, 1983.

16. *Дайчев В. И., Спиридонов Н. П.* Экзогенные месторождения урана. М., Атомиздат, 1979.

17. *Ермаков И. П.* Поведение радиоэлементов при метаморфизме горных пород. — В кн.: Проблемы радиогеохимии. М., Наука, 1983.

18. *Инструкция* по гамма-каротажу при поисках и разведке урановых месторождений. М., изд. Мингео СССР, 1987.

19. *Ион Д. С.* Мировые энергетические ресурсы. М., Недра, 1984.

20. *Каждан А. Б.* Прогнозирование, поиски и разведка месторождений урана. М., Энергоатомиздат, 1983.

21. *Каждан А. Б.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Научные основы. М., Недра, 1984.

22. *Каждан А. Б.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Производство геологоразведочных работ. М., Недра, 1985.

23. *Каждан А. Б., Соловьев П. Н.* Поиски и разведка месторождений редких и радиоактивных металлов. М., Недра, 1982.

24. *Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.

25. *Кальциурапилит* — новый гидроокисел урана/В. П. Рогова, Л. Н. Белова и др. Зап. ВМО, 1974, вып. 103, с. 108—109.

26. *Коттэр В. Н., Баклакин И. М., Данчев В. И.* Месторождения редких и радиоактивных металлов. М., Атомиздат, 1973.

27. *Курс* рудных месторождений/Под ред. В. С. Смирнова. М., Недра, 1980.

28. *Лаверов Н. П., Омельяненко А. О., Шумилин М. В.* Зарубежные месторождения урана. М., Недра, 1983.

29. *Лазерный* люминесцентный анализатор АУФ-1 «Ангара». Л., изд. Мингео СССР, 1979.

30. *Локальное* распределение урана в породах и минералах как показатель его геохимической истории. Б. И. Омельяненко, П. С. Козлова и др. — В кн.: Проблемы радиогеологии. М., 1983, с. 140—163.

31. *Лунц И. А.* Об использовании универсальных вычислительных машин для комплексной оценки результатов исследований при поисках месторождений урана. М., Атомн. энергия, 1966, т. 21, вып. 3, с. 210—215.

32. *Макаров Е. С.* Кристаллохимия урановых минералов. — В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Наука, 1963, с. 27—45.

33. *Максимова М. Ф.* Литеральная направленная рудоконтролирующая зональность — основной критерий инфильтрационного рудообразования. — Геология рудных месторождений, 1988, № 5, с. 21—24.

34. *Маргулис А. М.* Оценка запасов минерального сырья. Математические методы. М., Недра, 1974.

35. *Мельников И. В.* Физико-химические условия формирования урановых месторождений. — В кн.: Гидротермальные месторождения урана. М., Недра, 1978, с. 322—352.

36. *Месторождения* урана и редких металлов/Под ред. Н. П. Лаверова. М., Атомиздат, 1976.

37. *Металлогения* урановосных континентальных блоков земной коры/Под ред. Ю. М. Шувалова. Л., Недра, 1980.

38. *Методические* рекомендации по применению эманационного трекового метода/В. К. Титов, В. А. Венков, В. С. Комаров и др. Л., изд. Мингео СССР, 1982.

39. *Минералогические* таблицы. Справочник. М., Недра, 1981.

40. *Нигай В. В., Овчинников Л. И.* Радиометрические и ядерно-физические методы разведки. М., Недра, 1982.

41. *Наумов Г. Б.* Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.

42. *Нечаев С. Г.* Уран и жизнь в истории Земли. Л., Недра, 1982.

43. *Никкиоит* в свете новых экспериментальных данных/Л. Н. Белова и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985, № 3, с. 101—109.

44. *Омельяненко Б. И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.

45. *Определение* редких и радиоактивных элементов в минеральном сырье. М., Недра, 1983.

46. *Определение* урана методом запаздывающих нейтронов в горных породах, рудах и минералах. Инструкция. М., изд. Мингео СССР, 1982.

47. *Определение* урана рентгеноспектральным флюоресцентным методом. Инструкция. М., изд. Мингео СССР, 1983.

48. *Определение* урана люминесцентным методом в горных породах. Инструкция. М., изд. Мингео СССР, 1975.

49. *О состоянии* связей уран — кислород в минералах уранила по данным ИК-микроскопии/А. О. Матковский, С. В. Геворкян и др. — Минералогический сборник, 1979, вып. 2, № 33, с. 41—45.

50. *Основы* прогноза урановорудных провинций и районов/Под ред. Н. П. Лаверова. М., Недра, 1986.

51. *Промышленные* типы урановых месторождений и методика их поисков/Под ред. Ю. М. Шувалова. Л., Недра, 1984.

52. *Пухальский Л. Ч.* Рудничная геофизика. М., Энергоатомиздат, 1983.

53. *Пухальский Л. Ч., Шумилин М. В.* Разведка и опробование урановых месторождений. М., Недра, 1977.

54. *Разведка* месторождений урана для отработки подземным выщелачиванием/М. В. Шумилин, Н. Н. Муромцев, К. Г. Бровин и др. М., Недра, 1985.

55. *Региональные* гидрогеохимические поиски по речной сети/В. С. Комаров, А. П. Лопаткина, А. Г. Андреев и др. В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, 1981, ч. 1, с. 146—153.

56. *Сборник* руководящих материалов по геолого-экономической оценке месторождений. М., изд. ГКЗ СССР, 1985, ч. 1, с. 3—7.

57. *Сидоренко Г. А.* Кристаллохимия минералов урана. М., Атомиздат, 1978.

58. *Сидоренко Г. А.* К кристаллохимии гидроокислов уранила. В кн.: Кристаллохимия и структурный типоморфизм минералов. Л., 1985.

59. *Синев Н. М.* Экономика ядерной энергетики. М., Энергоатомиздат, 1987.

60. *Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре. М., Недра, 1974.

61. *Соболева М. В., Пудовкина И. А.* Минералы урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.

62. *Тетерин Ю. А., Баев А. С.* Рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия соединений легких актиноидов. (Тр. ЦНИИатоминформ). М., 1986, 104 с.

63. *Техническая* инструкция по аэрогамма-спектрометрической съемке/Под ред. Л. Н. Вавилина, А. В. Матвеева, В. В. Фитимонова. М., изд. Мингео СССР, 1977.

64. *Требования* промышленности к качеству минерального сырья. Уран. М., Госгеолтехиздат, 1959. Вып. 67.

65. *Урановые* месторождения Чехословакии. М., Недра, 1984.

66. *Химия* урана/Под ред. Б. Н. Ласкорина. М., Энергоатомиздат, 1984.

67. *Чернаков А. А., Сидоренко Г. А.* Новые данные о минералах группы урсилита-никита. Зап. ВМО, 1977, ч. 96, вып. 5, с. 553—564.

68. *Шумилин М. В.* Классификация месторождений урана. Сов. геол., 1978, № 5, с. 9—15.

69. *Шумилин М. В., Викентьев В. А.* Подсчет запасов урановых месторождений. М., Недра, 1982.

70. *Экспериментальное* изучение поведения урана в модельных гранитных расплавах и растворах при высоких параметрах/В. А. Жариков, И. А. Иванов, Б. И. Омельяненко и др. Геол. рудн. мест., 1987, № 4, с. 31—36.

71. *Эксплорационные* эманационные методы поисков месторождений полезных ископаемых/В. К. Титов, В. А. Венков, Т. Л. Андреева и др. М., Недра, 1985.

72. *Calas G.* Stude experimentale du comportement de l'uranium dans les magmas:etates d'oxydation et coordinance. Geochim. et cosmochim. acta. 1979, v. 43, N 9, p. 1521—1531.

73. *Evans H. T.* Uranyl ion coordination on science. 1963, v. 141, p. 154—158.

74. *Moreau M., Poty P.* Mise en solution et precipitation de l'uranium et torium dans les conditions de moyenne et haute temperature. Resumec Rev. Inst. Frans. du petroge. 1980, v. 35, N 3, p. 537.

75. *Veal B. W., Lam D. S.* и др. X-ray photoemission spectroscopy study of hexavalent uranium componds. Phys. Rev. Vol., B-12, 1975, p. 5651—5663.

76. *Recognition* and evaluation of uraniferous areas. Vienna. JAEA, 1979.

77. *Uranium* deposits in Africa. Vienna. IAEA, 1979.

78. *Uranium* deposits in Latin America. Vienna. IAEA, 1981.

79. *Uranium* in the Pine Creek geosyncline. Vienna. IAEA, 1982.

80. *Uranium* and Nuclear Energy program. 9th. Int. Symp. London 1985, 5—7 sept., p. 88—106.

81. *Uranium*: Resources, production and denand. A joint report. by the OECDNEA and IAEA. Paris, 1986, 410p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава I. **Свойства урана и области применения** 4
1. Некоторые физические свойства урана 4
2. Радиоактивные свойства и их использование в геологии 4
3. Химические свойства 11
4. Области применения и прогноз потребности на перспективу 14

Глава II. **Геохимия урана** 18

1. Общие геохимические свойства урана и его распределение в породах и минералах 18
2. Поведение урана при магматическом и пегматитовом процессах..... 20
3. Поведение урана при метаморфизме 22
4. Поведение урана в гидротермальном процессе 22
5. Поведение урана в экзогенных процессах 26

Глава III. **Минералогия урана** 30

1. Общие особенности минералов четырехвалентного урана 31
2. Общие особенности минералов шестивалентного урана уранила 33
Справочная таблица: основные свойства минералов урана 40

Глава IV. **Месторождения урана и закономерности их размещения** 118

1. Генетические типы месторождений урана 118
2. Основные типы промышленных месторождений 124
3. Сравнительная характеристика промышленных месторождений 128
4. Общие закономерности размещения урановорудных поясов и провинций 161
5. Геохронология уранового рудообразования 184

Глава V. **Поиски месторождений урана** 188

1. Методические основы поисков 188
2. Выделение урановосных территорий 192
3. Методы изучения геохимических и радиогеохимических полей..... 193
4. Последовательность прогнозно-поисковых работ и разработка прогнозно-поисковых комплексов по стадиям 211

Глава VI. **Разведка и промышленная оценка месторождений урана** 224

1. Общие положения 224
2. Рациональная последовательность разведочных работ 228
3. Классификация запасов 232
4. Выбор разведочных сетей 232
5. Опробование 237
6. Методы определения содержаний радиоактивных элементов в породах и рудах 246
7. Промышленная оценка месторождений 251
8. Способы подсчета запасов 258
9. Общие сведения по технологии эксплуатации урановых месторождений и правилам радиационной безопасности 263

Список литературы 267

Справочник геолога по поискам и разведке месторождений урана / *Н. П. Лаверов, М. В. Шумилин, И. В. Мельников, И. А. Лучин.* — М.: Недра, 1989, 270 с.: ил.

С 74 ISBN 5-247-00758-1

Рассмотрены физические, химические и радиологические свойства урана. Освещены современные представления по геохимии и металлогении урана, описаны его основные минералы, методы их диагностики и изучения. Охарактеризованы промышленные типы месторождений урана, особенности их эксплуатации горным и геотехнологическим способами и требования промышленности к качеству и условиям залегания руд при каждом из способов. Изложены методологические основы поисков и разведки месторождений урана.

Для геологов, занимающихся попутными и специализированными поисками и разведкой месторождений урана.

С $\frac{1804050000-214}{043(01)-89}$ 92—89

ББК 26.325.15