

МЕСТОРОЖДЕНИЯ

УРАНА

И РЕДКИХ

МЕТАЛЛОВ

АТОМИЗДАТ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ (практикум)

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебного пособия для студентов геологических специальностей

Под редакцией профессора доктора геолого-минералогических наук Н. П. ЛАВЕРОВА



МОСКВА АТОМИЗДАТ 1976



18468

Месторождения урана и редких металлов (практикум).
Учебное пособие для вузов. Под ред. Н. П. Лаверова. М., Атомиздат, 1976, 288 с. с ил. Авт.: И. М. Баюшкин, Н. Н. Железняк, Ю. Л. Капустин, В. А. Крупенников, Н. П. Лаверов.

Учебное пособие составлено на основе опыта ведения практических занятий со студентами Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе по курсу «Месторождения радиоактивных и редких металлов». В пособии дано систематическое описание 16 основных типов промышленных месторождений урана СССР, кратко рассмотрена геология древних золото-урановых конгломератов Южной Африки и Канады.

Кроме месторождений урана описаны месторождения редких металлов: магматические в агапитовых нефелиновых сиенитах, карбонативные, пегматитовые, альбититовые и гидротермальные бериллиевые. Особое внимание уделено геологическому положению месторождений, структуре и морфологии рудных тел, сопровождающим их метасоматитам, составу, текстурам и структурам руд и последовательности формирования минеральных ассоциаций. Сформулированы существующие представления о генезисе руд, позволяющие определить критерии их поиска.

Рисунков 102, таблиц 4, список литературы — 87 названий.

Рецензенты:

Кафедра полезных ископаемых Ленинградского горного института им. Г. М. Плеханова (профессор доктор геолого-минералогических наук П. П. Строна). Кандидат геолого-минералогических наук В. Н. Полуэктов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Научно-технический прогресс и высокие темпы развития промышленности и сельского хозяйства в нашей стране во многом определяются надежной минерально-сырьевой базой, созданной после Великой Октябрьской социалистической революции. В последние годы открыты и разведаны многие новые крупные и уникальные месторождения богатых руд, ускоренное освоение которых будет способствовать дальнейшему повышению экономической эффективности общественного производства в СССР.

В связи с техническим прогрессом во многих отраслях промышленности и развитием атомной энергетической, радиотелевизионной, вычислительной, лазерной и других областей техники ускоренными темпами растет потребление новых видов минерального сырья, содержащего уран, бериллий, литий, цезий, рубидий, тантал, ниобий, цирконий и редкоземельные элементы. Возрастающие потребности в этих новых видах минерального сырья обуславливают существенное расширение их поисков, успех которых во многом зависит от знания геологических особенностей и условий формирования уже известных месторождений.

За последние 20 лет в печати появилось большое число работ, посвященных геологии месторождений радиоактивных и редких элементов. Недавно вышло из печати учебное пособие В. Н. Котляра, И. М. Баюшкина, В. И. Данчева и др. «Месторождения радиоактивных и редких металлов» (Атомиздат, 1973), в котором основное внимание уделено генетическим особенностям месторождений.

Настоящая книга в какой-то мере дополняет указанное учебное пособие. Она составлена как руководство для практических занятий студентов геологических специальностей. В ней дано систематическое описание в основном отечественных месторождений урана и редких металлов, представляющих наибольший промышленный интерес.

Книга состоит из двух частей.

В первой части дана характеристика основных типов урановых месторождений, известных в СССР. Здесь также рассмотрены наиболее важные в промышленном отношении месторождения древних металлоносных конгломератов на примере Витватерсранда (ЮАР) и Блайнд-Ривера (Канада). Всего рассмотрено 17 основных типов месторождений собственно урановых и комплексных руд, имеющих различное происхождение и поэтому объединенных в восемь генетических групп.

Вторая часть посвящена геологии наиболее важных в промышленном отношении месторождений редких и редкоземельных элементов. Описание этих месторождений выполнено по единому плану, их группировка также основана на генетическом принципе в соответствии с курсом, читаемым проф. В. Н. Котляром. В работе изложен материал по геологии отечественных месторождений редких элементов, представляющих основные промышленные и генетические типы.

Более детально рассмотрены месторождения литофильных редких элементов, поскольку месторождения халькофильных элементов (Hg, Sb, Bi, Se) рассматриваются в общем курсе «Месторождения полезных ископаемых». Рассеянные элементы (Cd, In, Re, Ge, Ga) обычно образуют примесь в рудах цветных металлов, а германий концентрируется также в углях, особенности формирования которых рассматриваются в курсе «Горючие полезные ископаемые».

К сожалению, не все важные вопросы геологии урановых и редкометальных месторождений получили в этом пособии достаточно полное освещение. В нем охарактеризованы не все известные в СССР типы месторождений урана и редких элементов.

Несомненно, что дальнейшие исследования скоро приведут к выявлению новых типов месторождений. Высокие темпы геологических исследований в нашей стране и широкий их размах обуславливают обновление

информации о геологическом строении месторождений каждые 8—10 лет, что следует иметь в виду при пользовании любым учебным пособием по геологии месторождений, в том числе и этой книгой.

Представляется необходимым подчеркнуть некоторые элементы методики практических занятий.

Лабораторные занятия проводятся, как правило, параллельно с лекциями, с тем чтобы закрепить в памяти пройденный материал.

В настоящем пособии рекомендуется следующая схема практических занятий:

1) краткое изложение содержания темы с формулировкой основной цели занятий и указанием главных вопросов, на которые студентам следует обратить основное внимание;

2) рассмотрение важнейших геологических особенностей изучаемых месторождений, сопровождаемое иллюстрацией схематизированных геологических карт и разрезов, блок-диаграмм и схем, отражающих условия локализации руд, морфологию рудных тел, элементы зональности оруденения (при этом требуется фиксация указанных материалов в специальных тетрадах для практических занятий с выделением наиболее важных рудоконтролирующих факторов).

На основе анализа материала студенты должны самостоятельно обосновать и сформулировать поисковые критерии и признаки рассматриваемых месторождений; наиболее важные критерии и признаки рекомендуется обсудить;

3) самостоятельная работа с коллекцией пород и минералов. Особое внимание при этом следует уделять использованию методов формационно-фациального анализа рудовмещающих пород, околорудных метасоматитов и руд. Студенты должны тщательно изучить наиболее характерные рудоносные породы, с которыми связаны месторождения.

Существенное место необходимо отводить изучению околорудных измененных пород и руд, выявлению наиболее характерных их особенностей при визуальном наблюдении. Рекомендуется выполнять зарисовки отдельных образцов, отражающие представительные текстуры руд, соотношения минеральных ассоциаций между собой, с дайками и другими магматическими образованиями;

4) самостоятельное изучение под микроскопом прозрачных и полированных шлифов для получения навыков правильной диагностики пород и минералов, определения основных структур и соотношений минеральных ассоциаций. Рекомендуется зарисовывать наиболее характерные структуры руд, определять размеры зерен минералов, устанавливать последовательность их отложения, составлять схемы последовательности минералообразования.

В отдельных случаях студентов необходимо знакомить с результатами исследований рудных минералов и их агрегатов, полученными с помощью электронных микроскопов и микрозондов и иллюстрирующими формы нахождения рудного вещества в минералах, распределение в них элементов. Рекомендуется также демонстрация декриптограмм минералов, кривых термолюминесценции, результатов изотопных исследований и физических свойств. Графики и схемы, составленные по этим результатам, студенты должны зарисовать в специальной тетради;

5) для контроля за усвоением материала по геологии месторождений, составу руд и пород рекомендуется тестовая проверка с помощью зашифрованных схем и диаграмм, образцов пород и руд, а также шлифов;

6) следует проводить обсуждения генетических проблем, особо поощряя аргументированные, оригинальные и самостоятельные подходы к решению спорных вопросов.

Авторы глубоко благодарны рецензентам книги П. П. Строне и В. Н. Полуэктову за ценные замечания, а также профессору В. Н. Котляру за помощь и советы и будут рады получить предложения читателей, направленные на дальнейшее улучшение книги.

Часть I. УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Раздел 1. НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРАНА И КЛАССИФИКАЦИЯ ЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ УРАНЕ. ГЛАВНЕЙШИЕ МИНЕРАЛЫ УРАНА И ЕГО ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

История и перспективы потребления урана. Уран был открыт немецким химиком П. Клапротом в 1789 г. и впервые в чистом виде получен французом Ж. Пелиго в 1841 г. Вначале уран использовался лишь в фарфоровом и стекольном производстве.

В 1896 г. французский физик А. Беккерель открыл естественную радиоактивность, а в 1898 г. Пьер и Мария Кюри выделили полоний и радий. Радий стал использоваться в медицинских целях, и потребление урановых руд несколько возросло. Всего до второй мировой войны в мире было добыто около 8000 т урана и получено немногим более 1 кг радия.

В 1910 г. академик В. И. Вернадский высказал предположение, что уран в скором времени может стать важным источником энергии. После 1919 г., когда Э. Резерфорд открыл превращение атомных ядер, возможность практического использования атомной энергии стала реальной.

В 1945 г. было создано атомное оружие и потребность в уране резко возросла. Только в США за период с 1945 по 1972 г. произведено более 280 тыс. т U_3O_8 (в концентрате). Наибольшее количество урана в капиталистических странах было добыто в 1959 г. — 40 тыс. т U_3O_8 . В 60-х годах средний объем производства был на уровне 21—22 тыс. т U_3O_8 , в 1975 г. он составил около 26,0 тыс. т.

В связи с недостатком традиционных топливно-энергетических ресурсов в мире широко развернулось строительство атомных электростанций. Можно предположить,

что спрос на уран в будущем будет расти еще более быстрыми темпами. По прогнозам Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ) объем производства U_3O_8 в 1980 г. составит 70 тыс. т, в 1985 г. — 120 тыс. т и в 1990 г. 155 тыс. т.

В настоящее время во всех странах широко развернуты поиски и разведка урановых месторождений. Достоверные запасы по состоянию на 1.01, 1975 г. в капиталистических и развивающихся странах составили около 1 млн. т U_3O_8 . Основная часть этих запасов сосредоточена в Америке (около 600 тыс. т U_3O_8), Африке (около 350 тыс. т U_3O_8) и Австралии (120 тыс. т U_3O_8). В странах Европы и Азии (без СССР) разведаны незначительные запасы (около 75 тыс. т U_3O_8).

В СССР создана надежная минерально-сырьевая база для производства урана, обеспечивающая дальнейшее развитие атомной промышленности. Перед советскими геологами стоит важная задача ускоренной разведки новых крупных месторождений богатых руд, особенно в районах с развитой промышленностью.

Химические особенности урана. В периодической системе химических элементов уран имеет 92-й порядковый номер и атомная масса 238, 02. Природный уран состоит из трех основных изотопов: U^{238} — 89,2%, с периодом полураспада $4,5 \cdot 10^9$ лет; U^{235} — 0,7%, с периодом полураспада $7,13 \cdot 10^8$ лет и U^{234} — 0,005%, с периодом полураспада $2,5 \cdot 10^5$ лет.

Уран образует соединения, где выступает в трех-, четырех-, пяти- и шестивалентной форме, однако в природных условиях встречается только в четырех- и шестивалентном состоянии $U(IV)$ и $U(VI)$. Ионы четырех- и шестивалентного урана имеют восьмизлектронную структуру внешней оболочки, обладают литофильными свойствами, сродством к кислороду и встречаются в связи с этим в природе в виде солей кислородных кислот и в виде окислов. В приповерхностных условиях земной коры металлический (самородный) уран, а также устойчивые в твердом состоянии его соединения с галогенидами не встречаются.

Для урана характерна исключительная способность к рассеянию. В эндогенных процессах широко развит изовалентный и гетеровалентный изоморфизм $U(IV)$. $U(IV)$ и особенно $U(VI)$ относятся к группе комплексообразователей, и в природных условиях не встречается

уран в виде иона с шестью зарядами, обычно присутствует комплексный катион — уранил (UO_2)²⁺.

Соединения U(VI) обладают высокой растворимостью в воде и водных растворах. При комнатной температуре растворимость гидроокиси уранила в чистой воде составляет примерно 0,01 г/л. В очень разбавленных растворах кислот (при pH=3,5—4,5) растворимость ее возрастает на 2—3 порядка (Р. П. Рафальский, 1973). Миграция урана в приповерхностном слое земной коры происходит в основном в виде соединений уранила.

U(IV) и уранил различаются способностью к образованию комплексных соединений. В природных условиях широко распространены гидроокиси уранила, уранилкарбонатные, уранилсульфатные, уранилфторидные, возможны уранилфосфатные, уранилсиликатные и другие комплексные соединения. Многие исследователи считают, что миграция урана в природе происходит главным образом в виде комплексных соединений уранила. Разрушение этих комплексов по различным причинам (связывание или удаление углекислоты, изменение Eh растворов, изменение температуры и т. д.) ведет к выпадению в осадок U(IV) и образованию руд.

Наиболее благоприятные условия для образования эндогенных месторождений урана возникают в гидротермальном процессе. В процессах магматического, пегматитового, скарнового, карбонатитового рудообразования формируются чаще всего бедные комплексные урановые руды, в которых уран в виде изоморфной примеси U(IV) входит в состав редкоземельных и других высокотемпературных минералов.

В экзогенных условиях окислительной среды уран отличается исключительно высокой миграционной способностью. Он выпадает из растворов в виде окислов U(IV) на так называемых геохимических барьерах разной природы, где в результате изменения Eh среды происходит восстановление U(VI) до U(IV) и соответственно образование рудных концентраций. Важное значение в этих условиях имеют также процессы сорбции урана органическими веществами, глинистыми минералами, фосфатами, окислами Fe, Mn, Si.

Основные минералы урана. В природе известно большое число собственно урановых и урансодержащих минералов Th, Zr, TR. Наиболее важные из них приведены в табл. 1.

Урановые и урансодержащие минералы и вещества (по Н. И. Егорову, 1973)

Минерал	Формула	Сингония	Содержание U, %
Главнейшие минералы урана			
<i>Окислы урана</i>			
Уранинит	UO_2	Кубическая	До 92
Настуран (урановая смола)	$k UO_2 \cdot l UO_3 \cdot m PbO$	»	До 90
Урановая чернь	$U_{2,70-2,93}$	Аморфная	До 60
<i>Гидроокислы урана</i>			
Янтинит	$[UO_2(OH)_2]$	Ромбическая	85
Беккерелит	$6 [UO_2(OH)_2] Ca(OH)_2 \cdot 4H_2O$	»	80
Скупит	$8 [UO_2(OH)_2] \cdot 8H_2O$	»	85
Бильетит	$6 [UO_2(OH)_2] Ba(OH)_2 \cdot 4H_2O$	»	80
Ванденбрандеит	$[UO_2(OH)_2] Cu(OH)_2$	»	76
Кюрит	$3PbO \cdot 8UO_3 \cdot 4H_2O$	»	74
<i>Титанаты урана</i>			
Браннерит	$(U, Ca, Th, Y) [(Ti, Fe)_2O_6]$	Моноклиная	28—44
Давидит	$(Fe, U) TiO_3 (?)$	Тригональная	20
<i>Силикаты урана</i>			
Уранофан	$CaH_2 [UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 5H_2O$	Моноклиная	67
β -Уранофан	$CaH_2 [UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 5H_2O$	»	67
Складовскит	$MgH_2 [UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 5H_2O$	»	68

Минерал	Формула	Сингония	Содержание U, %
Казолит	$Pb_2 [UO_2 (SiO_4)_2] \cdot 2H_2O$	Моноклинная	48
Соддиит	$(UO_2)_{15}^{2+} [(OH)_2 Si_6 O_{17}] \cdot 8H_2O$	Ромбическая	85
Коффинит	$U (SiO_4)_{1-x} (OH)_{4x}$	Тетрагональная	68
Ненадкевит	$(U^{4+}, Y, Ce, Th) U^{6+} +$ $+ (Ca, Pb, Mg) (SiO_4)_2 (OH)_4 \cdot n H_2O$	»	До 60
<i>Карбонаты и сульфаты урана</i>			
Рётзерфордин	$UO_2 CO_3$	Ромбическая	87
Ураноталлит	$Ca_2 [(UO_2) (CO_3)]_3 \cdot 8 \div 9H_2O$	»	37
Шарпит	$(UO_2 \cdot CO_3) \cdot H_2O$	»	60
Шрекингерит	$NaCa_3 (UO_2) (CO_3)_3 (SO_4) F \cdot 10H_2O$	Гексагональная	31
Циппеит	$[6UO_2 3(OH)_2 3SO_4] \cdot 12H_2O$	Моноклинная	73
Уранопилит	$[6UO_2 5(OH)_2 SO_4] \cdot 12H_2O$	Триклинная	80
Иоганнит	$Cu [UO_2 OH SO_4]_2 \cdot 6H_2O$	»	61
<i>Фосфаты урана</i>			
Отенит	$Ca [UO_2 \cdot PO_4]_2 \cdot 10-12H_2O$	Тетрагональная	60
Фосфуранилит	$(UO_2)_3 (PO_4)_2 \cdot 6H_2O$	Моноклинная	75
Торбернит	$Cu [UO_2 PO_4]_2 \cdot 8-12H_2O$	Тетрагональная	61
Салеит	$Mg [UO_2 PO_4]_2 \cdot 10H_2O$	Псевдотетрагональная	63
Ураноцирцит	$Ba [UO_2 PO_4]_2 \cdot 10H_2O$	Тетрагональная	57

Минерал	Формула	Сингония	Содержание U, %
<i>Арсенаты урана</i>			
Ураноспинит	$\text{Ca} [\text{UO}_2\text{AsO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	57
Треггерит	$(\text{UO}_2)_3 (\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	»	65
Цейнерит	$\text{Cu} [\text{UO}_2\text{AsO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	»	56
Новачекит	$\text{Mg} [\text{UO}_2\text{AsO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	»	60
<i>Ванадаты урана</i>			
Ферганит	$(\text{UO}_2)_2 [\text{VO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая	69
Тюямунит	$\text{Ca} [(\text{UO}_2)_2 \text{V}_2\text{O}_8] \cdot 5-8\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	57
Карнотит	$\text{K}_2 [(\text{UO}_2)_2 \text{V}_2\text{O}_8] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	64
Сенджерит	$\text{Cu}_2 [(\text{OH})_2 (\text{UO}_2)_2 \text{V}_2\text{O}_8] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	»	52
<i>Молибдаты урана</i>			
Умохоит	$[(\text{UO}_2 \text{MoO}_4)] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	»	57
Молуранит	$\text{U}_3 [\text{UO}_2 (\text{OH})_6 (\text{MoO}_4)] \cdot 17\text{H}_2\text{O}$	Аморфная	42
Иригинит	$\text{U} [\text{OHMoO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	42
Тухолит, карбуран	Асфальтоподобное вещество		До 70 (в золе)

Минерал	Формула	Сингония	Содержание U, %
Урансодержащие минералы Th, Zr и TR			
Торианит	ThO_2	Кубическая	До 40
Торит	ThSiO_4	Тетрагональная	До 1—2
Ураноторит	$(\text{Th, U}) \text{SiO}_4 \cdot n \text{H}_2\text{O}$	»	До 17
Торогуммит	$(\text{Th, U}) (\text{SiO}_4)_{1-x} (\text{OH})_{4x}$	»	До 31
Монацит	$(\text{Ce, Th, U}) [(\text{PO}_4) (\text{SiO}_4)]$	Моноклиная	1
Ксенотим	$(\text{Y, U}) \text{PO}_4$	Тетрагональная	5
Лопарит	$(\text{Ca, Ce, U}) (\text{Nb, Ta, Ti}) \text{O}_3$	Кубическая	0,0п
Фергюсонит	$(\text{Y, Fe, U}) (\text{Nb, Ta, Ti}) \text{O}_4$	Тетрагональная	До 10
Гатчеттолит	$(\text{Ca, U, Fe, . . .}) (\text{Nb, Ta, Ti, . . .})_2 \text{O}_6 (\text{F, OH}) \times$	Кубическая	До 15
	$\times 6\text{H}_2\text{O}$		
Бетафит	$(\text{Ca, TR, U}) (\text{Nb, Ta, Ti})_3 \text{O}_9 \cdot n \text{H}_2\text{O}$	»	До 25
Самарскит	$4 (\text{U, Fe}) (\text{Nb, Ta})_2 \text{O}_8$	Моноклиная	До 20
Эвксенит	$(\text{Y, Ce, U, Fe})_2 (\text{Nb, Ta, Ti})_2 \text{O}_6$	Ромбическая	До 20
Менделеевит	$(\text{TR, Ca, U, Fe}) (\text{Nb, Ta, Ti})_2 \text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Кубическая	До 30
Пирохлор	$(\text{Ca, Ce, U})_2 (\text{Nb, Ta, Ti})_2 \text{O}_{6-7} (\text{OH, F})$	Кубическая	До 12
Циркон	ZrSiO_4	Тетрагональная	До 1
Циртолит	$(\text{Zr, U}) (\text{SiO}_4)_{1-x} (\text{OH})_{4x}$	»	До 2,5

Минерал	Формула	Сингония	Содержание U, %
Вещества, содержащие сорбированный уран			
Гиалит	$\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$		До 0, <i>n</i>
Аллофан	$m \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n \text{SiO}_2 \cdot p \text{H}_2\text{O}$		До 0, <i>n</i>
Лимонит	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$		До 0,0, <i>n</i>
Псиломелан	$m \text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$		До 0,0, <i>n</i>
Фосфориты			До 1,0
Монтмориллонит и другие минералы глин			До 0, <i>n</i>
Углеродистые органиче- ские вещества	—		До <i>n</i>

Распределение урана в минералах и горных породах.

Главная часть урана земной коры находится в рассеянном состоянии в минералах и горных породах, в ископаемых организмах, растениях и водах.

К настоящему времени накоплены обширные сведения о распределении урана в земной коре. Геохимические особенности его поведения в различных геологических процессах наиболее полно рассмотрены в работах «Основные черты геохимии урана» (ред. А. П. Виноградов, 1968) и «Уран и торий в земной коре» (А. А. Смыслов, 1974).

Содержания урана в пороодообразующих и аксессуарных минералах полнокристаллических магматических пород колеблются в широких пределах (рис. 1).

Для гранитоидов характерно неравномерное распределение урана по минералам. А. А. Смыслов (1974) предлагает следующий ряд их возрастающей ураноносности: кварц→ортоклаз→плагиоклаз→горнблендит → биотит → пирит→магнетит→флюорит→апатит → эпидот→сфен→циркон→ортит→монацит. Примерно такие же особенности характерны и для щелочных пород.

Для габброидов и ультраосновных пород, отличающихся от гранитов и нефелиновых сиенитов значительно меньшими содержаниями урана и его более равномерным распределением, ряд «ураноносности» минералов выглядит следующим образом:

габброиды — пироксен→горнблендит→плагиоклаз→→олигоклаз → магнетит→биотит→сфен→апатит → циркон;

ультраосновные породы — оливин→энстатит→диопсид→шпинель→гранат.

В вулканогенных породах кислого, среднего и основного состава главная часть урана обычно концентрируется в стекловатой основной массе, в то время как вкрапленники кварца, калишпата и плагиоклаза содержат незначительные количества урана. В силу того что в вулканических породах доля аксессуарных минералов (апатита, циркона, сфена, монацита) невелика, повышенные содержания урана в них также не оказывают существенного влияния на общее содержание урана в породе. Уран рассеян в стекловатой основной массе более равномерно и обычно легко выщелачивается, что создает благоприятные условия для его мобилизации при воздействии на стекла гидротермальных растворов.

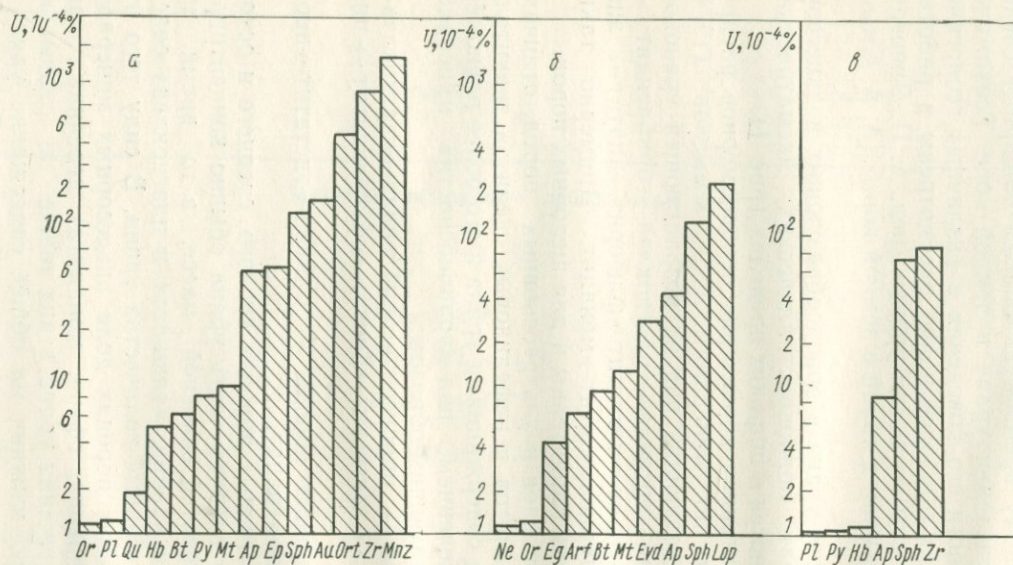


Рис. 1. Содержание урана в минералах различных пород (по А. А. Смыслову, 1974):
a — гранитоиды; *б* — нефелиновые сиениты; *в* — габброиды; Алл — алланит; Ап — апатит; Арг — арфедсонит; Бт — биотит; Ег — эгирин; Еп — эпидот; Евд — эвдиалит; Нб — горнблендит; Лор — лопарит; Мнз — монацит; Мт — магнетит; Не — нефелин; Орт — ортоклаз; Ор — ортит; Пл — плагиоклаз; Пы — пироксен; Ку — кварц; Сфн — сфен; Зр — циркон

Неравномерно распределен уран в минералах метаморфических пород. Наименьшие его содержания ($n \times 10^{-5} \%$) характерны для главных породообразующих минералов: кварца, полевых шпатов, кордиерита, силлиманита и граната. Несколько большие содержания урана характерны для биотита, роговой обманки, ильменита, магнетита и апатита. Значительная часть урана в метаморфических породах сосредоточена в аксессуарных цирконе и монаците.

Экзогенные сульфаты — гипс и ангидрит, карбонаты (кальцит) и галоиды — галит, полигалит, сильвин отличаются наименьшими содержаниями урана ($n \cdot 10^{-5} \%$). Бокситы, глаукониты, гётиты имеют более высокие содержания урана ($2,0-6,0 \cdot 10^{-4} \%$).

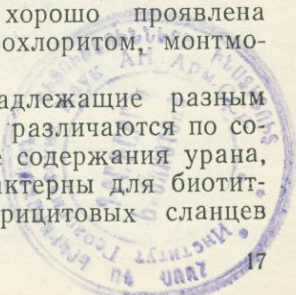
В последние годы получены новые данные о распределении урана в горных породах.

89481
Установлены обогащенные ураном специфические комплексы осадочных пород, проявляющиеся на определенных этапах геологического развития складчатых областей и платформ. Это в первую очередь углеродисто-кремнистые сланцы, горючие сланцы, фосфориты и фосфорсодержащие породы, содержание урана в которых составляет $60-200 \cdot 10^{-4} \%$ и иногда выше. Характерной для углеродисто-кремнистых и углистых сланцев является связь урана с органическим веществом; при этом вероятный предел сингенетического накопления урана в них определяется в $0,01-0,03 \%$ (рис. 2).

Содержание урана в фосфоритах и фосфорсодержащих породах достигает $0,03 \%$ и выше и обычно возрастает с увеличением содержаний P_2O_5 (рис. 3).

В корях выветривания установлены широкие колебания содержаний урана, зависящие от состава исходных пород. Общей геохимической особенностью является уменьшение (по отношению к материнским породам) содержания урана в нижнем и верхнем горизонтах кор выветривания и накопление его в среднем (гидрослюдисто-каолининовом) горизонте, где хорошо проявлена сорбция урана гидрослюдами, гидрохлоритом, монтмориллонитом и другими минералами.

Метаморфические породы, принадлежащие разным фациям метаморфизма, существенно различаются по содержанию урана. Наиболее высокие содержания урана, но не превышающие $5 \cdot 10^{-4} \%$, характерны для биотит-полевошпатовых гнейсов и кварц-серицитовых сланцев



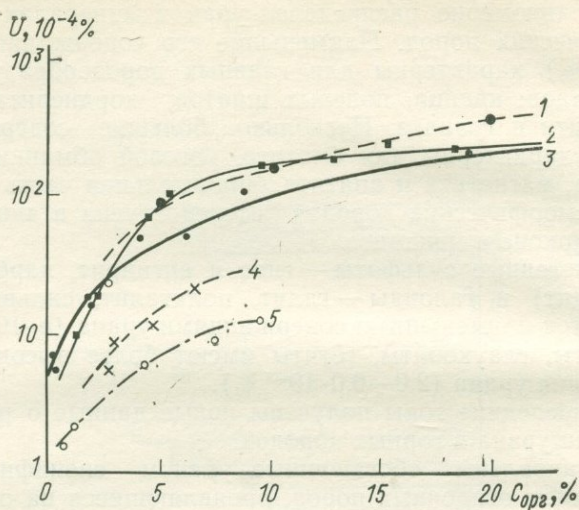


Рис. 2. Соотношение между содержаниями урана и органического вещества в черных сланцах (по А. А. Смыслову, 1974):

углеродисто-глинистые сланцы; 1 — платформенные; 2 — миогеосинклинальные; 3 — платформенные углеродисто-известковистые глины; 4 — миогеосинклинальные углеродисто-известковистые сланцы; 5 — эвгеосинклинальные углеродисто-кремнистые сланцы

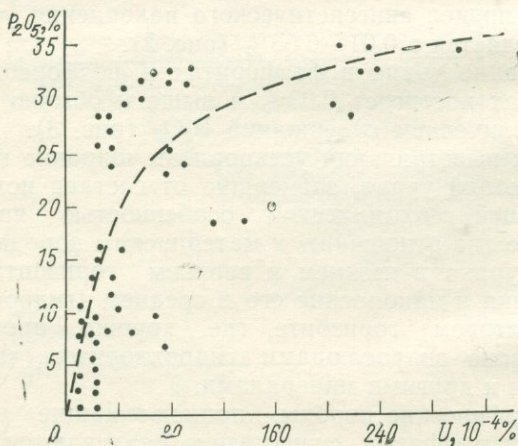


Рис. 3. Зависимость содержаний урана в фосфоритах от содержания фосфорного ангидрида (по А. А. Смыслову, 1974)

эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. К аномально ураноносным метаморфическим породам относятся углеродистые и графит-содержащие сланцы, в которых уран, связанный с органическим веществом, имеет сингенетическое происхождение. Другие метаморфические породы отличаются низким содержанием урана.

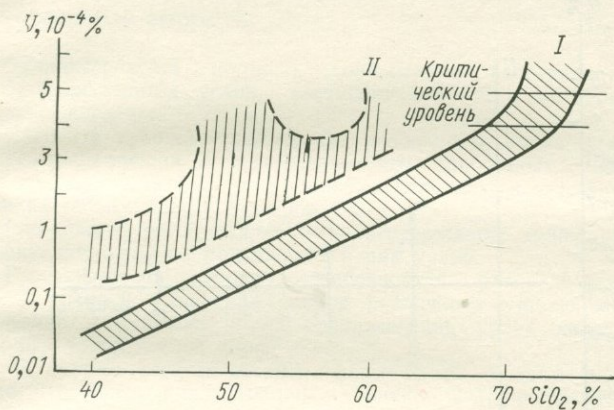


Рис. 4. Зависимость содержания урана от содержания кремнезема в разных сериях изверженных пород (по А. А. Смыслову, 1974).

Серии: I — известково-щелочная; II — щелочная

В ряду пород, принадлежащих амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фациям, содержание урана уменьшается от $2 \cdot 10^{-4}$ до $0,2 \cdot 10^{-4}$ % (А. А. Смыслов, 1974).

Уменьшение содержаний урана в 3—20 раз в зонах контактовых роговиков, окружающих гранитоидные интрузивы, установлено Н. П. Ермолаевым (1969).

Распределение урана в магматических породах изучено наиболее детально. Для изверженных пород известково-щелочной серии наиболее характерно постепенное увеличение содержаний урана в ряду ультраосновные породы → основные → средние → кислые, пропорционально содержанию кремнезема (рис. 4).

Самое высокое содержание урана (до $50—100 \cdot 10^{-4}$ %) характерно для щелочных эгириновых гранитов. Аномально высокие значения содержаний урана установлены также в ультраосновных щелочных породах (мель-

тейгитах, меймечитах, нефелиновых сиенитах, трахитах, трахилипаритах и кислых вулканических стеклах), для которых характерно повышенное содержание легкоизвлекаемого урана, участвующего в постмагматических процессах.

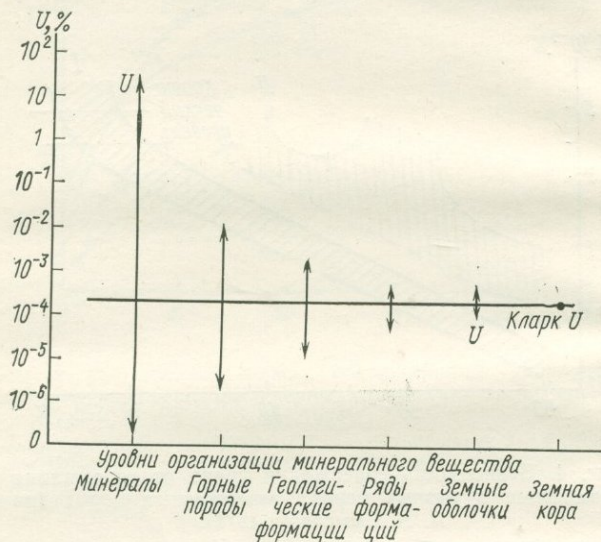


Рис. 5. Диапазоны содержания урана в веществе земной коры разных уровней организации (по А. А. Смыслову, 1974)

Распределение содержаний урана в магматических формациях в еще большей мере, чем в конкретных изверженных породах, обнаруживает зависимость от содержаний в них кремнезема (и калия), а в осадочных формациях — от органического вещества и фосфора.

Важная геохимическая особенность, заключающаяся в закономерном уменьшении диапазона колебаний в содержании урана по мере перехода от минералов и горных пород к геологическим формациям и земным оболочкам, была подчеркнута А. А. Смысловым (1974) и графически изображена на рис. 5.

Указанные особенности в распределении урана в веществе земной коры следует учитывать при анализе условий формирования промышленных урановых месторождений.

Список литературы

- Котляр В. Н., Баюшкин И. М., Данчев В. И. и др. Месторождения радиоактивных и редких металлов. М., Атомиздат, 1973.
- Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., Атомиздат, 1973, гл. 5.
- Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. М., «Недра», 1974.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте историю, современное состояние и перспективы производства урана, состояние запасов и их географическое распределение.
2. Назовите основные химические особенности урана и объясните преимущественное возникновение его эндогенных промышленных концентраций в гидротермальных условиях, а экзогенных — в условиях геохимических барьеров.
3. Расскажите об урановых и ураносодержащих минералах, их классификации, укажите содержание в них урана.
4. Расскажите об основных особенностях распределения содержания урана в минералах пород различного происхождения.
5. Какие важнейшие черты распределения урана характерны для горных пород земной коры?
6. С какими геологическими формациями связаны наиболее высокие первичные концентрации урана? Охарактеризуйте их.

ГЛАВА 2. СИСТЕМАТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Высокая геохимическая подвижность урана, его способность образовывать промышленные концентрации в различной геологической обстановке обуславливают необычайное разнообразие месторождений.

В СССР установлены урановые месторождения всех генетических классов и групп, выделенных в учебном пособии В. Н. Котляра, И. М. Баюшкина, В. И. Данчева и др. «Месторождения радиоактивных и редких металлов». Промышленное значение имеют лишь некоторые из них. Так, среди эндогенных ураносодержащие магматические и пегматитовые, скарновые, грейзеновые и карбонатитовые не имеют существенного промышленного значения (они не рассматриваются в этой книге). Гидротермальные месторождения являются важным источником урановых руд. Им в этой книге уделено большее внимание. В группе экзогенных месторождений охарактеризованы седиментационно-диагенетические, полигенные и инфильтрационные (гидрогенные) эпигенетические месторождения, роль которых весьма велика. Класс ме-

таморфогенных месторождений представлен древними золото-урановыми конгломератами и месторождениями в так называемых черных сланцах.

Авторы преследовали цель создать «собираательный образ» месторождений каждого типа на основе обобщения геологии хорошо изученных объектов. При этом учитывали важное значение геологической обстановки, в которой возникают промышленные концентрации урана, и указали, в каких основных структурных элементах земной коры располагаются те или иные месторождения, придерживаясь их классификации, принятой в учебном пособии В. Н. Котляра и др. (1973).

В книге охарактеризованы лишь наиболее типичные представители месторождений урана различных генетических классов: эндогенных, экзогенных и метаморфогенных.

В классе эндогенных месторождений урана основное внимание уделено группе гидротермальных месторождений. Наиболее подробно рассмотрены месторождения альбититовой, сульфидно-настурановой, титан-урановой и фосфорно-урановой рудных формаций (В. Н. Котляр и др., 1973). Они объединены в три группы.

I. Месторождения, характерные для древних платформ:

I.1. Собственно урановые } альбититовая формация
I.2. Железо-урановые }

II. Месторождения, характерные для фанерозойских складчатых областей:

II.3. Молибден-урановые } сульфидно-настурановая
II.4. Свинцово-урановые } формация
II.5. Апатит-урановые¹ — фосфорно-урановая формация

III. Месторождения, свойственные областям мезозойской тектоно-магматической активизации:

III.6. Браннеритовые — титан-урановая формация
III.7. Флюорит-урановые } сульфидно-настурановая
III.8. Мышьяково-урановые } формация

Среди экзогенных рассмотрены следующие три группы месторождений: седиментационно-диагенетические, эпигенетические и полигенные.

IV. Седиментационно-диагенетические (или сингене-

¹ Эти месторождения условно отнесены В. Н. Котляром и др. (1973) к вулканогенно-осадочной группе месторождений.

тические) месторождения, характерные для чехла молодых платформ:

IV.9. Редкоземельные фосфат-урановые в глинах с остатками рыб — формация ураноносных фосфоритов.

IV.10. Бериллий-урановые в лигнитах (торфяниках) — формация ураноносных торфяников

V. Эпигенетические инфильтрационные месторождения, свойственные мезокайнозойским орогенным областям:

V.11. Урано-битумные	} формация гидрогенных инфильтрационных месторождений
V.12. Селен-урановые	
V.13. Урано-угольные	

VI. Полигенные месторождения, характерные для чехла молодых платформ:

VI.14. Собственно урановые в угленосных отложениях.

VI. 15. Ванадий-урановые в терригенно карбонатных породах.

VII. Класс метаморфогенных месторождений (представлен месторождениями двух рудных формаций):

VII.16. Золото-урановые конгломераты древних платформ.

VII.17. Ураноносные углисто-кремнистые (черные) сланцы фанерозойских складчатых областей.

Другие типы урановых месторождений в этой работе не рассматриваются.

Список литературы

- Казанский В. И., Лаверов Н. П. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. Уран. М., «Недра», 1974.
- Каждан А. Б., Бойцов В. Е., Зимин Д. Ф. Геология и методы поисков урановых месторождений. М., «Недра», 1971.
- Котляр В. Н., Баюшкин И. М., Данчев В. И. и др. Месторождения радиоактивных и редких металлов. М., Атомиздат, 1973.

Контрольные вопросы

1. Чем определяется большое разнообразие урановых месторождений?
2. Назовите основные генетические классы и группы урановых месторождений.
3. Какие типы урановых месторождений включает класс эндогенных месторождений?
4. Какие типы урановых месторождений включает класс экзогенных месторождений?
5. Какие месторождения относятся к метаморфогенному классу?

Раздел 2. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ГЛАВА 3. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В урановых месторождениях древних (докембрийских) платформ заключены значительные запасы руд. Ведущая роль среди этих месторождений принадлежит гидротермальным собственно урановым месторождениям в альбититах и железо-урановым месторождениям в щелочно-карбонатных метасоматитах.

§ 1. Собственно урановые альбититовые месторождения

Месторождения урана в альбититах обладают рядом геологических признаков, по которым существенно отличаются от гидротермальных урановых месторождений других формаций: а) залегают среди древнейших глубокометаморфизованных пород, в основном гнейсов, гранитов и мигматитов, имеющих абсолютный возраст более 2000 млн. лет, при возрасте оруденения около 1700 млн. лет; б) являются метасоматическими; в) характеризуются теснейшей связью урановой минерализации с процессами щелочного натрового и карбонатного метасоматоза; г) локализованы в крупных разломах; д) не обнаруживают видимой связи с магматизмом; е) сформированы в условиях значительных глубин (более 2500 м от поверхности).

Собственно урановые месторождения представляют собой ураноносные альбититы, содержащие щелочные пироксены и амфиболы. Для них характерен полиминеральный состав руд, в которых широко развиты кроме окислов урана другие урановые минералы, представленные силикатами и титанатами. В качестве примера ниже рассматривается геология месторождения этого типа.

Геология района. Месторождение располагается в выступе кристаллического фундамента докембрийской платформы, перекрытом маломощным чехлом платформенных отложений. Оно приурочено к зоне крупных раз-

ломов, разделяющих два блока эпиархейской протоплатформы. Один из них, западный, представляет собой антиклинорий, в ядре которого интенсивно проявлены процессы раннепротерозойского ультраметаморфизма. Этот блок сложен в основном крупнозернистыми порфировидными калиевыми гранитами, возраст которых составляет 2,0 млрд. лет, а также среднепротерозойскими габбро-лабрадоритами и гранитами рапакиви (1,7—1,8 млрд. лет). Восточный блок представляет собой синклинорий, сложенный гнейсами архейского возраста.

В зоне разломов, разделяющей указанные блоки, развиты мелкие согласные тела среднезернистых гранитов, которые, чередуясь с гнейсами, слагают полосу мигматитов. Мигматиты, среднезернистые граниты и гнейсы здесь смяты и рассланцованы, пересекаются многочисленными пегматитовыми жилами и продольными тектоническими швами и трещинами, образующими в совокупности единую мощную и протяженную рудоносную зону разрывов.

Строение ураноносной зоны разрывов. Зона разрывов образована тектоническими элементами, принадлежащими двум разновозрастным группам.

Структурные элементы первой, древнейшей группы возникли еще в раннем протерозое в процессе становления кристаллического фундамента. Они представлены зонами смятия и будинажа, поясами пегматитовых жил, а также «швами» рассланцованных и перекристаллизованных пород — бластомилонитов, рассекающих мелкие тела гранитов. Зоны смятия и бластомилонитовые швы характеризуются интенсивными пластическими деформациями, совершавшимися в глубинных высокотемпературных условиях, соответствующих альмандин-амфиболовой фации метаморфизма.

Структурные элементы второй, поздней группы образованы в среднем протерозое, в условиях близповерхностных хрупких деформаций и более низких температур. Они представлены главным образом многочисленными милонитовыми швами, зонами катаклаза и трещин, сопровождающимися зеленосланцевым эпидот-хлоритовым изменением пород, а также ореолами натровых метасоматитов (В. И. Казанский и др., 1968).

Милониты обычно развиты в более древних бластомилонитовых швах, в участках чередования гранитов, пегматитов и гнейсов, в контактах гранитных тел. Они

сопровождаются зонами катаклаза, особенно интенсивно проявленными среди гранитов. Мощность этих зон обычно измеряется десятками метров и резко возрастает в местах изгибов и сочленения милонитовых швов различного простирания.

Натровые метасоматиты чаще всего пространственно совмещены с зонами катаклазитов и полями зеленосланцевого изменения пород. Особенно часто они развиваются по гранитам. Тела натровых метасоматитов имеют линзовидную форму. Они вытянуты по простиранию и падению вдоль зон контролирующих разломов. Наиболее интенсивная альбитизация проявлена в участках изгиба разломов по простиранию и падению, в местах их расщепления, а также на участках пересечения разломами блоков, сложенных чередующимися гнейсами, гранитами и пегматитами.

Строение ореолов и минеральный состав натровых метасоматитов. Ореолы натровых метасоматитов имеют зональное строение. В общем случае они состоят из трех зон: внешней, промежуточной и внутренней. Выделяют два типа зональности метасоматитов.

Зональность первого типа возникает при воздействии на породы растворов, отличающихся высокой активностью натрия. Она характеризуется развитием во внешних зонах щелочного амфибола (рибекита) за счет биотита, частичным замещением кварца альбитом и микроклином и деанортризацией плагиоклаза. В промежуточных зонах кварц полностью замещен альбитом и метасоматиты сложены главным образом микроклином и альбитом, а также рибекитом. Во внутренней зоне отмечается замещение микроклина альбитом, а рибекита — эгирином.

Зональность второго типа отличается тем, что во внешних зонах биотит замещается не рибекитом, а хлоритом и эпидотом, которые остаются основными темноцветными минералами в промежуточной и во внутренней зонах. Подобная зональность возникает в породах при воздействии на них растворов, отличающихся меньшей активностью натрия. Однако сущность метасоматических преобразований пород здесь та же, что и в метасоматитах первого типа. Она заключается в привносе в породы натрия и глинозема и в выносе калия и кремнезема (главным образом из внутренней зоны в промежуточную и внешнюю).

Минеральный состав зон натровых метасоматитов обоих типов показан в табл. 2.

Таблица 2

Минеральный состав натровых метасоматитов

Тип метасоматитов	Внешняя зона (слабодесилицированные породы)		Промежуточная зона (десилицированные породы)		Внутренняя зона (альбититы)
	в гранитах и пегматитах	в гнейсах	в гранитах и пегматитах	в гнейсах	
I	Деанортизированный плагиоклаз, рибекит (по биотиту), микроклин, кварц (частично замещен микроклином и альбитом)	Деанортизированный плагиоклаз, рибекит (по биотиту), кварц (частично замещен микроклином и альбитом), микроклин (по кварцу)	Рибекит, микроклин, альбит (частично по кварцу)	Рибекит, микроклин, альбит (частично по кварцу)	Эгирин (по рибекиту), альбит (по микроклину)
II	Деанортизированный плагиоклаз, хлорит (по биотиту), микроклин, кварц (частично замещен микроклином и альбитом)	Деанортизированный плагиоклаз, хлорит и эпидот (по биотиту), кварц (частично замещен микроклином и альбитом)	Хлорит, эпидот, микроклин, альбит (частично по кварцу)	Хлорит, эпидот, микроклин, альбит (частично по кварцу)	Хлорит, эпидот, альбит (по микроклину)

Урановая минерализация связана с натровыми метасоматитами. Однако она наблюдается только в тех ореолах, которые отличаются полной метасоматической зональностью и неоднократно подвергались постальбититовому катаклазу.

Положение месторождения. Месторождение располагается в блоке гнейсов и приурочено к лежащему боку крупного разлома, насыщенному согласными телами гранитов и жилами пегматитов. Оно располагается на

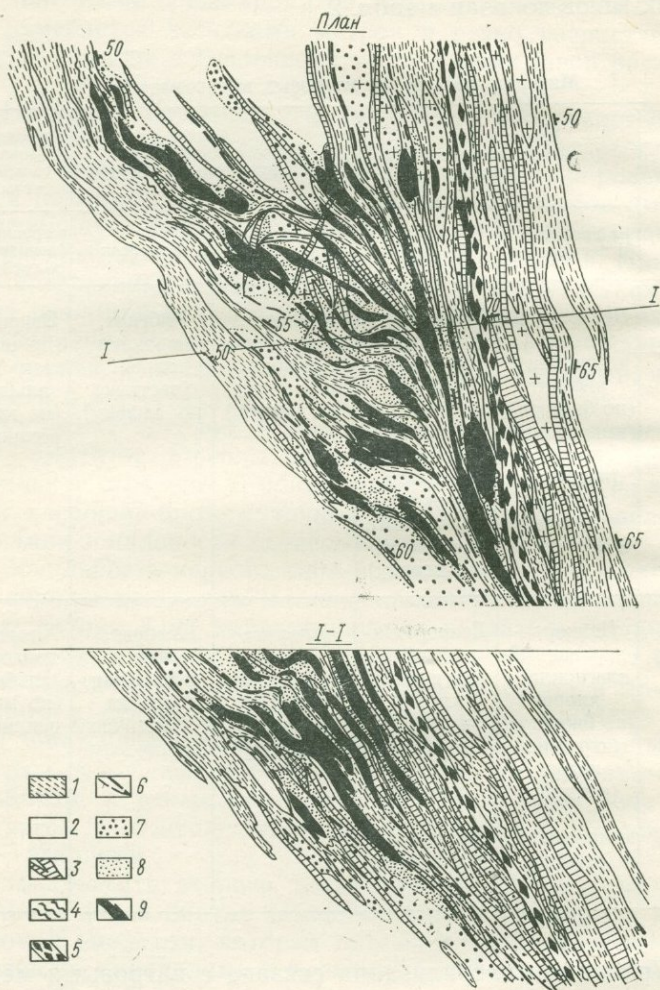


Рис. 6. Геологическое строение уранового месторождения в альбититах (по В. А. Крупенникову, 1973; с дополнениями):

1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматиты; 4 — зоны смятия и будинажа; 5 — бластомилониты альмандин-амфиболитовой фации; 6 — милонитовые и катаклазитовые швы; 7 — натровые метасоматиты внешней и промежуточных зон; 8 — альбититы внутренней зоны ореолов натровых метасоматитов; 9 — рудные залежи

участке, где гнейсы испытывают флексурный изгиб (рис. 6).

Рудоносный разлом представлен зоной смятия и будинажа гнейсов, пронизанной аплит-пегматоидными жилами и рассеченной крупным бластомилонитовым швом и многочисленными маломощными швами милонитов зеленосланцевой фации. Он имеет крутое ($65-70^\circ$) восточное падение и мощность 20—25 м. На участках пересечения разломом флексурного изгиба гнейсов в последних развиты многочисленные трещины, согласные с залеганием вмещающих пород. Они развиты преимущественно вдоль контактов различных пород.

Вблизи зон милонитов гранитные тела подвержены катаклазу и альбитизированы. Натровым метасоматозом частично захвачены и гнейсы. Альбитизация в них проявлена лишь вблизи контакта с гранитами либо в участках развития многочисленных мелких пегматитовых жил. Однако натровые метасоматиты в гнейсах имеют резко сокращенную мощность и представлены преимущественно десилицированными разновидностями.

Рудные залежи месторождения обычно занимают лишь часть объема альбититовых тел и приурочены к участкам развития зон постальбититового катаклаза.

Морфология и внутреннее строение рудных тел. На месторождении выделяются два основных типа рудных тел: 1) сильно уплощенные линзовидные залежи, приуроченные к мелким послойным телам альбитизированных гранитов и пегматитов; 2) сложные столбообразные тела среди крупных интрузивов гранитов.

Рудные тела первого типа залегают согласно с падением и простираением мелких послойных тел альбитизированных гранитов и пегматитов (рис. 7, а — в). Рудные тела второго типа, залегающие в крупных интрузивах гранитов, тяготеют к дайкам альбитизированных пегматитов (см. рис. 7, г). Иногда по простираению эти рудные тела ограничиваются поперечными разрывами. Для них характерны бедные руды, постепенные контакты с вмещающими гидротермально измененными гранитами и резкие контакты с альбитизированными пегматитами.

Внутреннее строение рудных тел сравнительно простое, а их границы часто определяют лишь по данным опробования. Рудные минералы не образуют выдержанных жил и даже прожилков и обычно более или менее

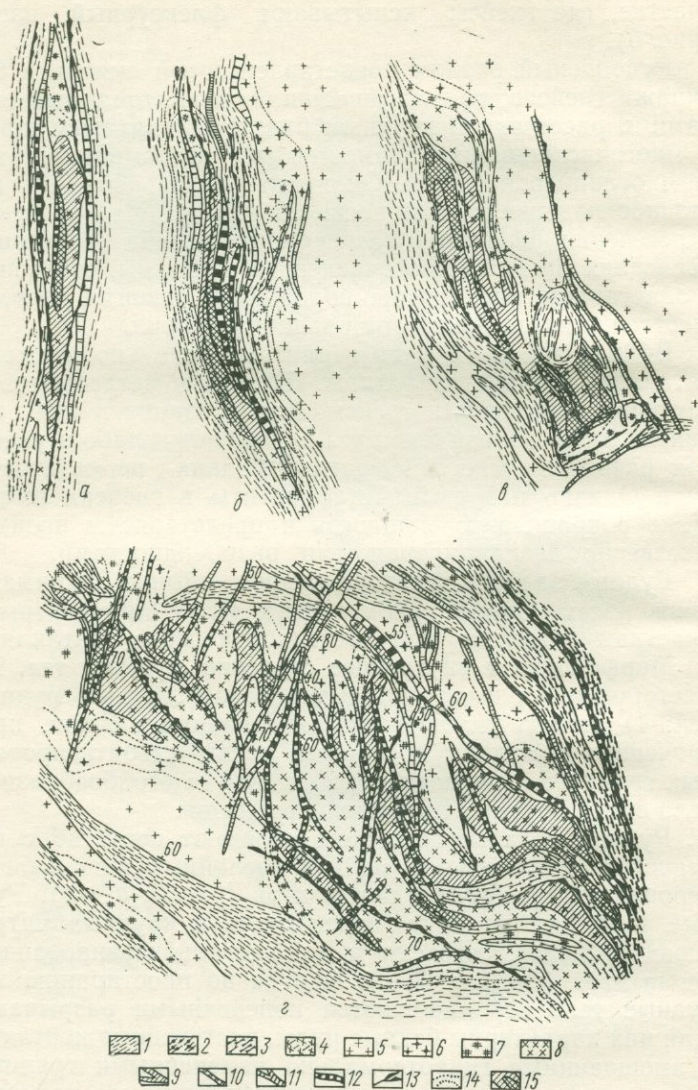


Рис. 7. Морфология рудных тел в альбититах (погоризонтные планы):
 а — в послойных телах гранитов; б — в участках, где перемежаются граниты,
 гнейсы и пегматиты; в — в контактах гранитов и гнейсов; г — в крупных
 телах гранитов; 1 — гнейсы; 2—4 — апогнейсовые метасоматиты (2 — слабо-
 десилицированные гнейсы, 3 — десилицированные гнейсы, 4 — мелкозернистые
 альбититы); 5 — граниты; 6—8 — апогранитные метасоматиты (6 — слабодеци-

равномерно распределены в альбититах, тяготея преимущественно к их внутренней зоне. Они пропитывают и частично замещают тонкообломочный цемент катаклазированных альбититов, слагают прерывистые зонки, образуя микробрекчиевую текстуру.

В альбитизированных гранитах рудные минералы обычно заполняют систему мелких межзерновых разрывов, имеющих заметную линейно-плоскостную ориентировку. В альбитизированных пегматитах, обладающих крупнозернистой структурой, урановая минерализация распределена менее равномерно, чем в оруденелых альбитизированных гранитах. Здесь она образует брекчиевидные текстуры. В альбитизированных гнейсах урановые минералы концентрируются в зонах рассланцевания, часто развитых на контакте с послойными жилами альбитизированных гранитов и пегматитов. Среди этих пород развиты преимущественно тонковкрапленные руды, имеющие отчетливую полосчатость. Реже в них встречаются прожилки, располагающиеся на контактах различных пород и в послойных милонитовых швах.

Наиболее богатые руды локализованы обычно на контакте альбитизированных гнейсов, гранитов и пегматитов и в зонах их частой перемежаемости, где интенсивно проявлен постальбититовый катаклиз. Характерные текстуры руд показаны на рис. 8.

Состав руд и стадии минералообразования. Руды месторождения отличаются сложным минеральным составом. В них присутствуют уранотитанаты, настуран, уранинит, давидит, коффинит, гидронастуран, уранофан, бетауранотил, урановые черни и другие недостаточно изученные минералы. Неурановые минералы представлены главным образом альбитом, а также эгирином, рибекитом-родуситом, хлоритом, гидробиотитом, эпидотом, карбонатами, кварцем, цирконом (малаконом) и апатитом. В рудах установлены также магнетит, гематит, пирит, халькопирит, галенит; в незначительных количествах встречаются борнит, мушкетовит, пирротин и ильменит. Отмечаются повышенные концентрации Pb, Be, Zr, Ti, V.

лицированный гранит, 7 — десилицированный гранит, 8 — среднезернистый альбитит); 9 — пегматит; 10—12 — апопегматитовые метасоматиты (10 — слабодесилицированные пегматиты, 11 — десилицированные пегматиты, 12 — крупнозернистые альбититы); 13 — бластомилонитовые и милонитовые швы; 14 — границы метасоматических зон; 15 — рудные тела с участками относительно богатых руд

Характерные структуры руд и соотношения минералов показаны на рис. 9. Урановые минералы чаще всего приурочены к темноцветным минералам: рибекиту, эгирину, хлориту и др., но встречаются и независимо от последних. Размеры их зерен измеряются тысячными и сотыми долями миллиметра, редко достигают 0,1—0,2 мм и лишь в единичных случаях — 0,5—2,0 см.

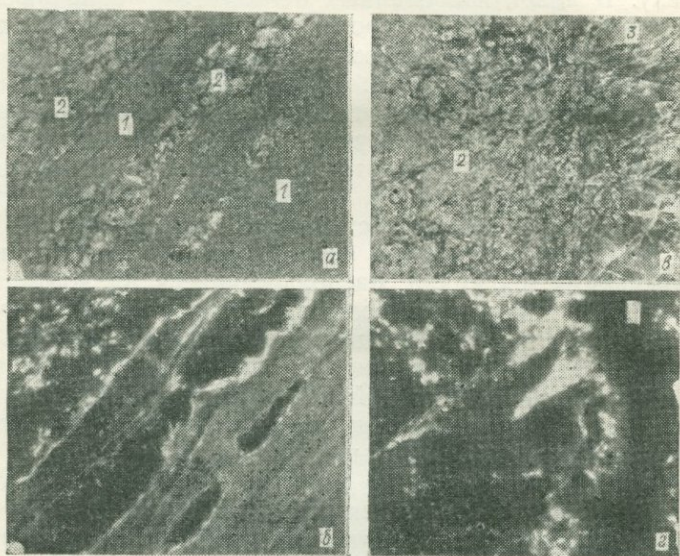


Рис. 8. Характерные текстуры руд:

Полосчатые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды на контакте апогнейсовых (1), апогранитных (2) и апопегматитовых (3) альбититов; а, в — фото штуфов; б, г — радиографии

Среди урановых минералов наиболее распространены уранотитанаты, представленные двумя разновидностями (Е. В. Копченова и др., 1970). Уранотитанат первой разновидности образует мельчайшие включения и сплошные скопления. Он отличается непостоянством химического состава. Его окраска меняется от кремовой до сургучно-красной, темно-бурой, почти черной. При микроскопическом изучении обращает внимание неоднородность минерала, часто содержащего включения рентгеноаморфного опала, а также кварца, лейкоксена, анатаза, рутила, гематита, галенита и других минералов.

Уранотитанат первой разновидности, вероятно, представляет собой сложные смеси рентгеноаморфных окислов урана и титана в различных количественных соотношениях.

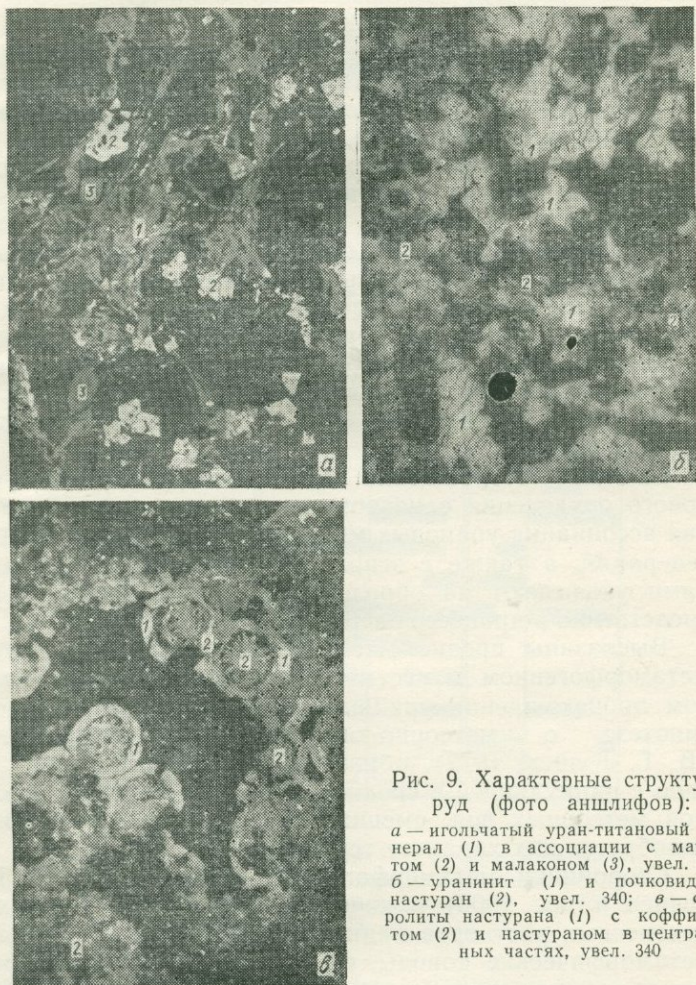


Рис. 9. Характерные структуры руд (фото аншлифов):

а — игольчатый уран-титановый минерал (1) в ассоциации с мартитом (2) и малаконом (3), увел. 575; *б* — уранинит (1) и почковидный настуран (2), увел. 340; *в* — сферолиты настурана (1) с коффинитом (2) и настураном в центральных частях, увел. 340

Вторая разновидность уранотитанатов представлена мельчайшими игольчатыми кристаллами, обычно образующими скопления и друзы (см. рис. 9, *а*). Химический

состав их постоянен и выражается формулой $(U, Ca, Pb, Ce)_2 (Ti, Fe)_3 O_{10}$.

Уранинит, настуран, давидит и коффинит образуют в рудах единичные зерна, тонкую вкрапленность, гнездовые скопления и прожилковые выделения (см. рис. 9, в, г). Они представлены несколькими генерациями и находятся в сложных отношениях между собой и другими минералами рудоносных альбититов. Обычно они ассоциируют с шахматным и мелкотаблитчатым альбитом поздних генераций, карбонатом, хлоритом и эпидотом.

Установлено, что минералообразование протекало в две стадии, каждая из которых может быть разделена на две подстадии (рис. 10).

Натровые метасоматиты и основная масса урановых минералов сформировались в первую рудную стадию. Во вторую, пострудную стадию образовались скопления зерен и прожилки кварца, карбонатов, хлорита, эпидота, гидробиотита, пирита, галенита, халькопирита и переотложенных урановых минералов — уранинита, настурана, уранотитаната (Н. П. Гречишников и др., 1971).

Генезис месторождения. Пространственная связь уранового оруденения с натровыми метасоматитами и тесная ассоциация урановых минералов с альбитом поздних генераций, а также с эгирином и щелочными амфиболами указывают на образование месторождения непосредственно в процессе натрового метасоматоза.

Высказаны предположения о метеорно-ювенильном, метаморфогенном и постмагматическом гидротермальном происхождении ураноносных альбититов. Согласно гипотезе о метеорно-ювенильном происхождении (В. Г. Кушев, 1972), образование месторождений связано с циркуляцией в среднем протерозое в зонах разломов метеорных вод, смешивавшихся с ювенильными и приобретающих характер терм.

Сторонники метаморфогенной гипотезы (Я. Н. Белевцев и др., 1968) в качестве возможного источника рудоносных растворов принимают первично осадочные и метаморфические породы, из которых при метаморфизме и ультраметаморфизме выделялись большие массы минерализованных вод. Допускается участие в рудоносных растворах вадозовых вод глубинной циркуляции и ювенильных растворов, поднимающихся из верхней мантии Земли. Металлы извлекались из пород метаморфо-

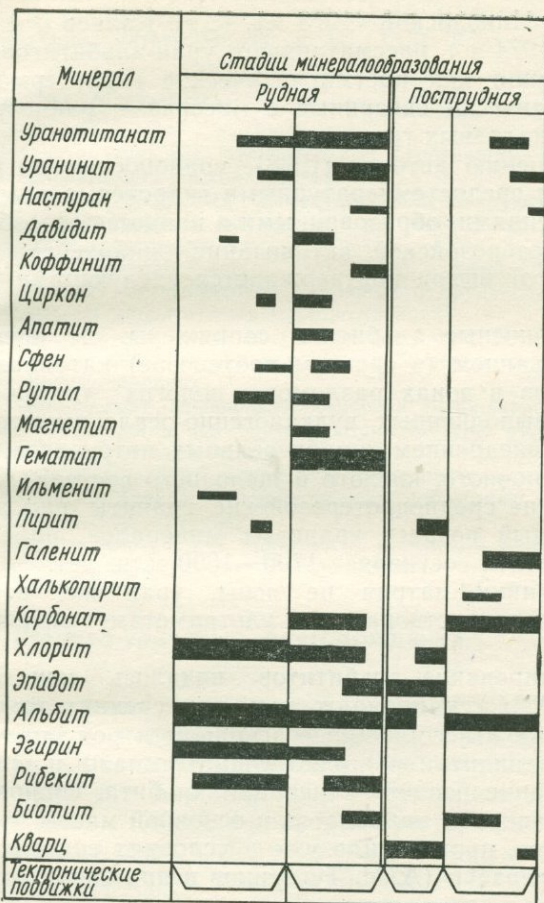


Рис. 10. Последовательность минералообразования на собственно урановых альбититовых месторождениях (по Н. П. Гречишникову и др., 1971, с дополнениями И. М. Баюшкина)

генными растворами при инфильтрации их через породы на пути к месту рудообразования. Формы переноса рудных компонентов в растворах и причины рудоотложения те же, что и в обычных постмагматических гидротермальных урановых месторождениях.

Н. П. Никольский (1973 г.), Г. И. Каляев и А. Н. Комаров (1974 г.) рассматривают уран-альбититовые месторождения как постмагматические гидротермальные, парагенетически связанные с массивами раннепротерозойских калиевых гранитов.

По мнению авторов (1968), ураноносные альбититы являются среднетемпературными гидротермальными месторождениями, образованными в процессе своеобразной среднепротерозойской активизации эпиархейских платформ. Этот вывод подтверждается следующими данными.

Ураноносные альбититы сопряжены во времени с формированием (в среднем протерозое) катаклазитов и милонитов в зонах разломов, пологих тектонических впадин, выполненных вулканогенно-осадочными породами, и с внедрением гипабиссальных интрузивов и даек пород основного, кислого и щелочного состава. Они наложены на среднепротерозойские граниты рапакиви, и абсолютный возраст урановых минералов, рибекита и гидробиотита составляет 1700—1600 млн. лет.

Источники натрия не ясны, уран же, вероятно, заимствован растворами из ультраметаморфических пород.

Формирование альбититов началось при высоких (350—400° С) и продолжалось при средних температурах, когда в ассоциации с эгирином и родуситом отлагались давидит и частично уранотитанаты и уранинит. Образование поздних генераций альбита, сопровождаемое выпадением карбонатов и основной массы урановых минералов, происходило уже в условиях средних и низких температур (А. И. Тугаринов и др., 1963).

Список литературы

- Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамар О. А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. — «Геол. рудн. местор.», 1968, № 5.
- Гречишников Н. П., Ракович Ф. И., Зинченко В. А. и др. Минеральный состав, структурно-текстурные особенности и стадии минерализации уранового оруденения в натриевых метасоматитах. — «Геологич. журн. АН УССР», 1971, т. 31, вып. 1.
- Казанский В. И., Крупенников В. А., Омеляненко Б. И. и др. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов. — «Геол. рудн. местор.», 1968, № 1.

Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972.
Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные отличительные особенности собственно урановых альбититовых месторождений.
2. Какими структурными элементами контролируются ореолы натровых метасоматитов и оруденение на собственно урановых альбититовых месторождениях?
3. Каковы пространственные, возрастные и генетические соотношения натровых метасоматитов и уранового оруденения на собственно урановых альбититовых месторождениях?
4. Охарактеризуйте зональность ореолов натровых метасоматитов и положение урановых руд в них на собственно урановых альбититовых месторождениях.
5. В чем состоят особенности строения рудоконтролирующих разрывных нарушений и чем определяются текстуры руд собственно урановых альбититовых месторождений?
6. Каковы минеральный состав руд, последовательность отложения минералов, стадийность процесса на собственно урановых альбититовых месторождениях?
7. Назовите генетические признаки и поисковые критерии собственно урановых альбититовых месторождений.

§ 2. Железо-урановые месторождения

Месторождения комплексных железо-урановых руд установлены в железистых кварцитах (джеспилитах) докембрия. Они имеют промышленное значение и генетически близки к альбититовым собственно урановым месторождениям. Железо-урановые месторождения, как и собственно урановые, приурочены к зонам глубинных разломов фундамента докембрийских платформ. Они образованы частично при участии щелочных растворов и имеют возраст около 1700 млн. лет. На железо-урановых месторождениях наряду с комплексными рудами всегда присутствуют в подчиненном количестве собственно урановые руды, приуроченные к альбититам. Вместе с тем между этими двумя типами месторождений имеются и существенные различия. Собственно урановые месторождения в альбититах располагаются в зонах крупных краевых разломов, разделяющих антиклинорные и синклинорные блоки фундамента эпиархейских протоплатформ. В отличие от них железо-урановые месторождения располагаются среди бедных гли-

ноземом или лишенных его совсем пород железорудной формации — магнетит-амфиболовых сланцев, роговиков и джеспилитов. Они приурочены к узким геосинклинальным трогам, сформированным в раннем протерозое вдоль глубинных разломов на раздробленном основании эпиархейских протоплатформ.

Особенности геологического положения и состав вмещающих пород определили важную роль в структуре железо-урановых месторождений складчатых нарушений, резко подчиненное развитие альбититов и более широкое развитие карбонатного метасоматоза, с которым связано отложение основной массы урановых минералов.

В качестве примера ниже рассмотрена геология месторождений, изученных Я. Н. Белевцевым, А. И. Тугариновым, Р. П. Петровым и др.

Геологическое положение. Железо-урановые месторождения располагаются в докембрийской железорудной провинции. Здесь выделяются образования трех структурных этажей. Нижний структурный этаж сложен архейскими биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с линзами кварцитов. Средний структурный этаж образуют нижнепротерозойские интенсивно дислоцированные породы железорудных серий, в составе которых выделены три свиты.

1. Нижняя, кварцито-сланцевая свита сложена слюдяными кварцитами, метааркозовыми песчаниками, метаконгломератами (в том числе ураноносными), амфиболитами, слюдяными, биотит-полевошпатовыми и амфибол-биотитовыми сланцами. Общая мощность свиты 100—250 м.

2. Средняя, железорудная свита (продуктивная) мощностью до 1300 м состоит из переслаивающихся магнетитовых, магнетит-гематитовых и гематитовых джеспилитов, роговиков, куммингтонитовых, куммингтонит-биотитовых и биотитовых сланцев, а также микросланцев, доломитовых мраморов и диопсидовых кварцитов. Богатые гематит-магнетитовые железные руды находятся в железорудных и куммингтонитовых сланцевых горизонтах на различных стратиграфических уровнях.

3. Верхняя, доломит-лептитовая свита мощностью до 1500 м сложена доломитами, песчаниками, конгломератами, микросланцами, углисто-графитовыми сланцами и кварцитами.

Верхний структурный этаж образует раннепротерозойские лептиты, мигматиты и среднезернистые гнейсы с мощными линзами кварцитов.

Магматическая деятельность в районе проявилась в два этапа. В позднеархейский этап происходила интенсивная мигматизация гнейсов, внедрились интрузивные тела кварцевых диоритов и диоритов, имеющие абсолютный возраст около 2800 млн. лет. В раннепротерозойский этап магматизма сформировались мигматиты, тела микроклиновых гранитов, аплитовидных даек и пегматитов, абсолютный возраст которых равен 2100—1900 млн. лет. Эти гранитоиды и пегматиты распространены в основном среди гнейсов, в ядрах антиклинальных складок и весьма редко прорывают продуктивные породы железорудных серий.

Железорудные породы образуют сложноскладчатую синклинорную структуру, приуроченную к глубинному разлому. Ширина ее составляет от 0,5 до 6—7 км при длине в 200 км. Породы в ней смяты в серию узких складок, осложненных крупными разрывами типа надвигов. Одними исследователями эта структура рассматривается как узкая геосинклиналь (трог) с полным нижепротерозойским циклом развития, другими — как кальдера докембрийского вулкана, приуроченного к зоне глубинного разлома. Проявление основного вулканизма совпадает во времени с процессами осадконакопления и формированием многочисленных разрывов.

Урановое оруденение в районе относится к двум генетическим типам и представлено ураноносными конгломератами и метасоматическими железо-урановыми месторождениями, связанными с натровыми и карбонатными метасоматитами.

Ураноносные конгломераты с кварцевой галькой располагаются в основании разреза нижней свиты железорудной формации. Цемент конгломератов имеет кварцсерицитовый состав, в нем содержатся пирит и органическое вещество. Урановые минералы представлены уранинитом и сорбированными окислами урана, располагающимися в углистом веществе и сульфидах цемента. Они имеют возраст около 2600 млн. лет и распределены крайне неравномерно — образуют мелкие линзы бедных и убогих руд.

Железо-урановые месторождения приурочены к участкам проявления натрового и карбонатного метасо-

матоза в породах продуктивной железорудной свиты -- в кварцево-биотитовых и кварц-магнетит-куммингтоновых сланцах, железистых кварцитах, а также в пластовых и столбообразных залежах богатых железных руд.

Положение железо-урановых месторождений определяется в основном структурными факторами. Они контролируются внутриформационными, пластовыми и секущими разрывами, осложняющими крутые изоклинальные складки, и располагаются в участках их центроклинального замыкания, а также в зонах дробления и катаклаза, в крутосклоняющихся флексурных изгибах крыльев открытых складок и в брекчированных зонах межпластовых отслоений.

Структура месторождения. Месторождение приурочено к участку центриклинального замыкания узкой синклинальной складки (рис. 11), ядро которой сложено роговиками, доломитами и графитовыми сланцами верхней свиты. Последние по направлению к крыльям сменяются мелкозернистыми кварцево-биотитовыми сланцами и слоями тонкополосчатых магнетит-амфиболовых, гематит-магнетит-амфиболовых и гранат-амфиболовых сланцев и роговиков средней продуктивной свиты, содержащих в замковой части складки пластообразные залежи богатых железных руд. Осевая плоскость, крылья и шарнир складки почти вертикальны. Они имеют несколько изгибов по простиранию и падению, осложнены рядом мелких флексур.

Складка рассечена продольными, послойными и диагональными разрывами. Послойные разрывы являются, по-видимому, более древними. Они представлены blastомилонитами, зонами рассланцевания и катаклаза. Наиболее крупные из этих нарушений образуют полосы деформированных пород мощностью до 10 м и протяженностью на сотни метров.

Железорудные залежи месторождения представлены крупными пластообразными, линзовидными и столбообразными телами, разобщенными незначительными безрудными интервалами. Они сложены амфибол-магнетитовыми рудами, замещающими магнетит-куммингтоновые сланцы.

Тела натрово-карбонатных метасоматитов и урановых руд располагаются в мелких послойных нарушениях, развитых на крыльях и в шарнирной части основной

складки, вдоль контакта пород средней и верхней свиг. Они имеют мощность от нескольких сантиметров до 2—5 м и располагаются главным образом в милонитах

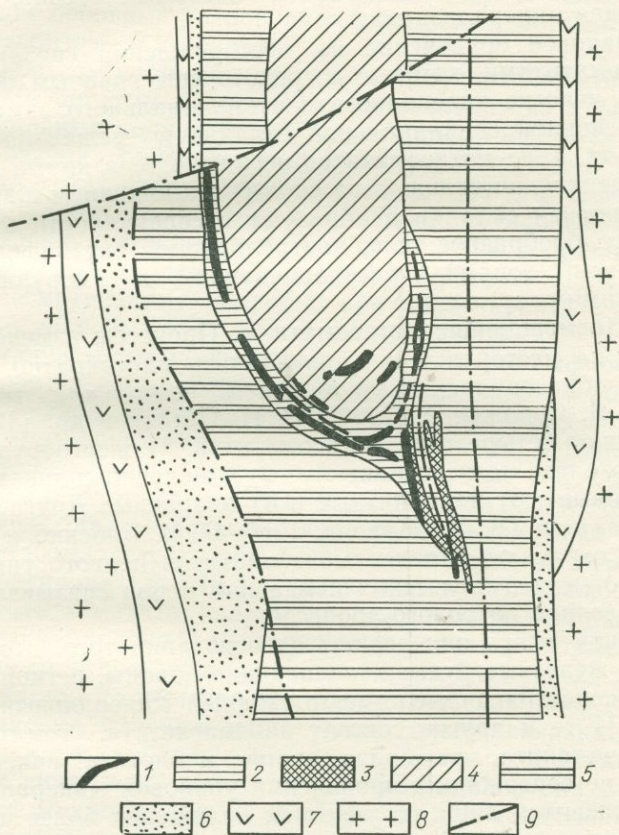


Рис. 11. Геологическое строение железо-уранового месторождения (по Я. Н. Белевцеву и др., 1968):

1 — урановые руды; 2 — альбититы; 3 — железные руды; 4 — породы верхней свиги; 5 — породы средней свиги; 6 — породы нижней свиги; 7 — амфиболиты; 8 — граниты и мигматиты; 9 — дизъюнктивные нарушения

и зонах брекчий, образующих раздувы вблизи диагональных секущих разрывов. Рудоконтролирующие диагональные нарушения отличаются пологим ($20\text{--}60^\circ$)

падением. Они имеют значительную (до 10—15 м) мощность и представлены зонами дробления и трещиноватости. Милониты и брекчии этих разрывов часто замещены альбитом и карбонатом, с которыми ассоциирует урановая минерализация.

Урановое оруденение на месторождении связано с метасоматитами, которые сосредоточены главным образом в участке килевидного центриклинального замыкания основной синклинальной складки и реже на ее крыльях. Тела метасоматитов и рудные тела круто, почти вертикально склоняются согласно с падением шарнира основной складки и образуют в совокупности крупное столбообразное тело, контролируемое внутрiformационными зонами расланцевания и дорудными секущими разрывами.

Рудовмещающие метасоматиты. Процессы изменения пород на месторождении проявлялись многократно, при этом образовались метасоматиты нескольких типов.

Д. Я. Суражский (1960), Р. П. Петров и др. (1969) выделяют четыре типа метасоматитов: 1) железорудные (или железо-магнезиальные); 2) щелочно-силикатные (натровые); 3) карбонатные и 4) кварцевые. Другие исследователи (В. И. Жукова, 1970; О. В. Бабенко и др., 1968) отрицают наличие метасоматитов первого типа и начало метасоматических изменений пород связывают с проявлением натрового процесса.

Такой вывод они делают на основании того, что богатые железные руды и вмещающие породы, регионально распространенные, имеют сходный минеральный состав. И те и другие состоят из магнетита, гематита, куммингтонита, грюнерита, кварца и биотита, как правило, не содержащих проявлений урановой минерализации, развитой лишь на участках наложения более поздних процессов. Амфиболсодержащие железистые сланцы и заключенные в них пластообразные тела богатых железных руд рассматриваются в этом случае как продукты регионального метаморфизма пород железорудной формации. В отличие от богатых железных руд натровые, карбонатные и кварцевые метасоматиты обладают явно наложенным характером по отношению к породам железорудной формации и развиты локально. Именно с ними связаны урановые руды.

Натровые метасоматиты образованы в основном по кварцево-биотитовым и магнетит-куммингтонитовым

сланцам, железистым роговикам и богатым железным рудам.

Состав натровых метасоматитов весьма разнообразен и зависит от состава исходных пород. Выделяются две основные разновидности натровых метасоматитов: альбититы и эгириниты.

Альбититы часто образуются по кварцево-биотитовым сланцам, богатым глиноземом. Они состоят из альбита и переменных количеств кварца, эгирина, щелочных амфиболов типа рибекита, гидробиотита, гематита и магнетита. В них присутствуют малакон, апатит, сфен и пирит. Альбититы образуют мощные согласные тела протяженностью в сотни метров по падению и простиранию. Для них характерно зональное строение, аналогичное рассмотренному подробно при характеристике собственно урановых месторождений в альбититах.

Эгириниты, эгиринизированные и щелочно-амфиболовые породы также образуются по различным породам железорудной толщи, бедным глиноземом: кварц-магнетит-куммингтонитовым сланцам, железистым роговикам и железным рудам. Эгириниты представляют собой темно-зеленые плотные породы с реликтовой полосчатой текстурой, обычно располагающиеся в центральных частях метасоматических зон. Они состоят из лучистого зеленого эгирина (до 90%), а также щелочного амфибола, магнетита, гематита, кварца, иногда альбита, карбоната, апатита и циркона. Щелочно-амфиболовые породы в отличие от эгиринитов и эгиринизированных пород развиты обычно по периферии метасоматических зон.

Урановая минерализация, чаще всего связанная с натровыми и карбонатными метасоматитами, развивается в их внутренних зонах, на участках проявления катаклаза и микротрещин. В альбититах она представлена вкрапленностью урансодержащих апатита, малакона и ненадкевита.

Карбонатные метасоматиты развиты главным образом в амфиболо-магнетитовых сланцах и джеспилитах, железорудных залежах и частично альбититах. Они часто приурочены к согласным тектоническим разрывам и реже к секущим, обладают брекчиевидными текстурами, для которых характерна цементация карбонатом остроугольных обломков амфиболо-магнетитовых руд. Состав карбонатов неодинаков. Во внешней зоне по куммингтониту и другим амфиболам развиваются железистые

стые и магниально-железистые карбонаты — сидерит, сидероплезит, пистомезит и мизетит. В центральной зоне эти карбонаты замещаются доломитом, с которым тесно ассоциирует уранинит.

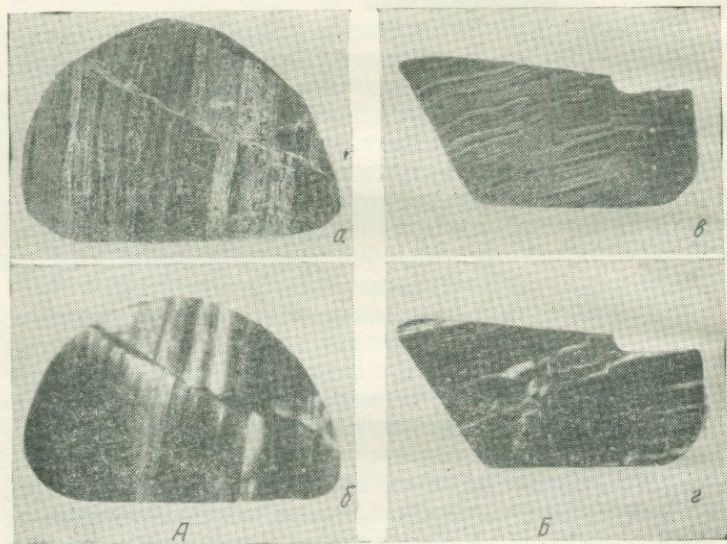


Рис. 12. Характерные текстуры железо-урановых руд: полосчатые (А) и прожилково-брекчиевые (Б): а, в — фото штуфов; б, г — радиографии штуфов

С карбонатным метасоматозом связано возникновение своеобразных карбонатно-железных урановых руд с четко выраженной полосчатой или брекчиевидной текстурой (рис. 12). В этих рудах заключены основные запасы урана.

Главными минералами руд являются магнетит, мартит, гематит, доломит и уранинит, образующий вкрапленность. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и пиритом. Кроме того, нередко присутствуют более поздние минералы — бурый эгирин (акмит), крокидолит и гидрослюды, замещающие карбонат. Они связаны с повторным проявлением натрового метасоматоза, приведшего к некоторому выносу железа и урана.

Кварцевые метасоматиты являются наиболее поздними. Они представлены в различной степени окварцован-

ными породами вплоть до почти мономинеральных кварцитов, в которых лишь изредка сохраняются реликты исходных пород. Эти метасоматиты известны среди ореолов натрового и карбонатного метасоматоза, а иногда и на значительном удалении от них. Урановая минерализация с ними не связана.

Типы урановых руд. По минеральному составу выделяются четыре основных типа урановых руд: 1) апатит-малаконовый; 2) ненадкевитовый; 3) уранинитовый и 4) настуран-коффинитовый.

Апатит-малаконовый тип руд весьма распространен среди альбититов и тяготеющих к контакту с ними доломитов верхней свиты. Апатит, содержание урана в котором достигает 0,8%, и малакон в альбититах развиваются в участках проявления мелких трещин и катаклаза, образуя гнезда, уплощенные линзы и неправильные пятнистые скопления. В карбонатных породах верхней свиты апатит и малакон образуют маломощные стратифицированные залежи, в которых присутствуют тальк, иногда тремолит и диопсид.

Ненадкевитовый тип руд установлен среди альбититов и на их контакте с магнетит-рибекитовыми метасоматитами. В альбититах он ассоциирует с браннеритом¹, эгирином, щелочными амфиболами типа рибекита (кроссито-родусит), хлоритом, гидрослюдой, кальцитом и гематитом, апатитом и сфеном. Руды этого типа образуют промышленные залежи так называемых силикатных урановых руд. Ненадкевит в них представлен мелкими (0,001—0,1 мм) короткопризматическими кристаллами, образующими прожилковидные и гнездообразные скопления в участках проявления постальбититового катаклаза. Он часто образует вкрапленность в щелочных амфиболах и в магнетит-рибекитовых породах, где корродирует магнетит и рибекит и тесно сростается с гематитом.

Уранинитовый тип руд характерен для зон карбонатного метасоматоза. Уранинит является единственным урановым минералом этих руд. В железорудных телах он развит в цементе брекчированных мартитизированных руд, образует вкрапленность и скопления кристаллов в

¹ Некоторые исследователи (Р. П. Петров и др., 1969) помимо браннерита среди ненадкевитовых руд в альбититах отмечают также и уранинит, характеризующийся присутствием редких земель иттриевой группы, а также тория.

доломитовых и эгириновых прослоях. Уранинит тесно ассоциирует с доломитом, гематитом, мартитом и магнетитом. Обычно выделяется вместе с гематитом и нарастает на мартитизированные зерна магнетита (см. рис. 13, *a*).

В железо-карбонатных рудах уранинит развит в виде мелких (0,001—1,0 мм) хорошо образованных кристал-

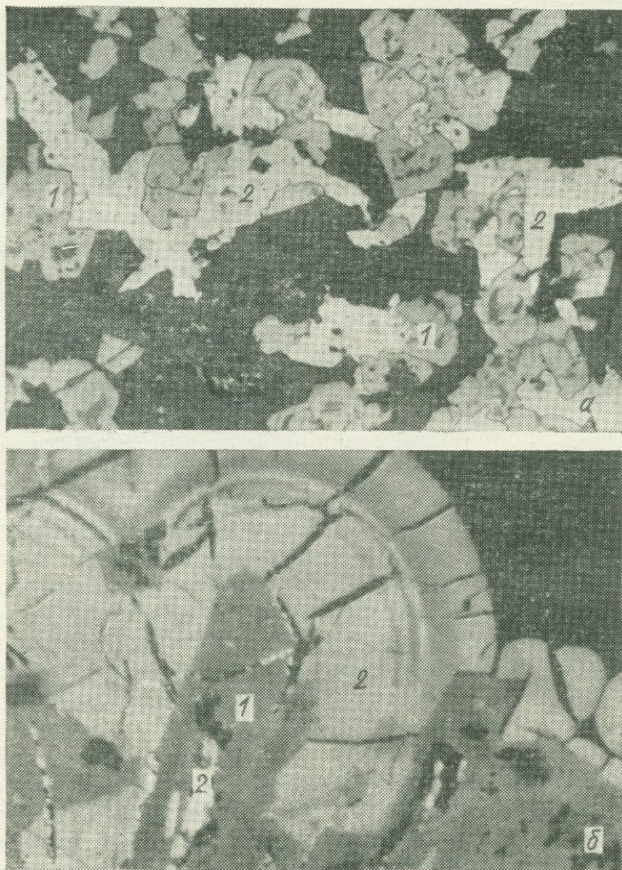


Рис. 13. Характерные структуры железо-урановых руд (микрофотографии, по В. И. Жуковой, 1970):

a — сростание уранинита с мартитом (1) и гематитом (2) (полированный шлиф, увел. 340); *б* — выделения коффинита (1) в сферолитах настурана (2) (полированный шлиф, увел. 200)

лов, имеющих зональное строение. В отличие от уранинита из альбититов он не содержит примеси редких земель и тория. В магнетит-рибекитовых породах и альбититах уранинит образует вкрапленность в гранате (андрадите) и альбите, а также концентрируется вдоль спайности щелочных амфиболов и нарастает на кристаллы ненадкевита.

Настуран-коффинитовый тип руд широко распространен, но не имеет самостоятельного практического значения. Настуран и коффинит образуют прожилки, пересекающие натровые и карбонатные метасоматиты. Кроме настурана и коффинита прожилки содержат кальцит, кварц, уранинит, магнетит, мушкетовит, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, гидрослюды и хлорит. Настуран в прожилках образует колломорфные выделения. Коффинит тесно ассоциирует с настураном и часто образует совместно с ним зонарные сферолиты либо мелкие включения в настуране (рис. 13, б).

Стадии минералообразования. На месторождении выделены следующие четыре стадии минералообразования; 1) ранняя силикатная (урановая I); 2) карбонатно-уранинитовая (урановая II); 3) поздняя силикатная (безурановая) и 4) сульфидно-настурановая (урановая III). Схема процесса минералообразования показана на рис. 14.

В первую стадию — натрового метасоматоза — происходило массовое образование альбита и щелочных темноцветных минералов. С понижением щелочности растворов, происходившим в результате связывания натрия в щелочных силикатах, в эту же стадию начинается процесс формирования значительных скоплений апатита и малакона, содержащих U, Th и TR в виде изоморфных примесей. Основная же масса урана отложена несколько позднее в виде ненадкевита, а также браннерита и, по-видимому, уранинита¹. По сравнению с высокощелочными растворами начальных моментов данной стадии ураноносные растворы характеризовались более высокими содержаниями углекислоты и низкими натрия.

Во вторую стадию еще более резко возрастает активность углекислоты. В начале этой стадии образовались андрадит, пироксен, эпидот, а также карбонаты же-

¹ Вопрос об отложении уранинита в первую стадию является дискуссионным.



Минерал	Стадии минералообразования и минеральные ассоциации							
	Силикатная ранняя (урановая I)		Карбонатно-уранинитовая (урановая II)		Силикатная поздняя (дезурановая)		Сульфидно-настурановая (урановая III)	
	Магнетит-рибекитовая, амфибол-эгирин-альдитовая, слюда-кварц	Апатит-малакановая	Амфибол-ненадквевитовая	Гранат-пироксен-уранитовая	Карбонатно-уранитовая	Биотит-талль-эгириновая	Амфибол-эгириновая	Сульфидно-настурановая
Рибекит, рибекито-родусит								
Магнетит								
Альдит								
Родусит, кроссито-родусит								
Эгирин								
Кальцит								
Зеленая слюда, гидробитит								
Стильпномелан								
Апатит								
Малакан								
Сфен								
Гематит, гидрокислы Fe								
Ненадквевит								
Мартит								
Браннерит								
Хлорит								
Андрадит								
Пироксены, эпидот								
Актинолит, актинолит-родусит								
Fe-Mg-карбонаты								
Доломит								
Уранинит								
Кракидолит								
Пирит								
Тальк								
Биотит								
Настуран								
Коффинит								
Мушкетерит								
Халькопирит								
Марказит								
Сфалерит								
Кварц								

Характер изменения пород

Кварцево-биотитовые сланцы	Альбитизация	Карбонатизация	Эгиринизация	Хлоритизация, биотитизация, пиритизация
Амфиболовые породы	Рибекитизация, родуситизация			
Железистые роговики	Эгиринизация			

Рудные ассоциации

Гематит-браннерит-ненадквевитовая				
Мартит-уранинитовая				
Сульфидно-настурановая				

 урансодержащие минеральные ассоциации
 минералы вмещающих пород, входящие в состав руд



 направленность метасоматоза
 дробление ранних минеральных ассоциаций, приоткрытие трещин

Рис. 14. Последовательность минералообразования (по В. И. Жуковой, 1970)

лесто-магнезиального ряда и пирит. В дальнейшем активность углекислоты и кислорода возрастает и образуются в больших количествах доломит, мартит и пластинчатый гематит. Окислительные свойства растворов способствовали переносу урана в виде щелочно-карбонатных и карбонатных комплексных соединений U (VI), а обилие восстановителей (содержащих Fe^{2+}) — его восстановлению до U (IV) и образованию уранинита.

Массовый расход в процессе карбонатного метасоматоза углекислоты и кальция привел к возрастанию роли щелочей и в первую очередь натрия, высвобождавшегося при замещении карбонатами щелочных силикатов. В этих условиях происходил повторный натровый метасоматоз (третья стадия минералообразования) с развитием эгирина, щелочных амфиболов, альбита и гидрослюд. С этой стадией связано частичное растворение и переотложение окислов и силикатов урана, происходившее при высокой активности кислорода.

В четвертую, последнюю стадию минералообразования происходило из углекислых растворов в основном путем заполнения открытых полостей при высокой активности серы. На это указывает наличие карбонатов и сульфидов в кварц-карбонатных прожилках, содержащих настуран и коффинит.

Морфология и условия локализации рудных тел. На месторождении выделено пять структурно-морфологических типов рудных тел: 1) столбообразные залежи железно-карбонатных урановых руд в шарнирной зоне синклинальной складки; 2) линзообразные уплощенные залежи железно-карбонатных урановых руд в участках флексурных перегибов крыльев основной складки и в местах пересечения пологих диагональных и крутых согласных разрывов; 3) пластообразные залежи уранинит-ненадквитовых и апатит-малаконовых руд, залегающие среди альбититов на крыльях основной синклинальной складки; 4) седловидные залежи в участке центроклинального замыкания синклинальной складки; 5) гнездообразные мелкие тела.

Наибольший промышленный интерес представляют три первых типа рудных тел, которые достигают крупных размеров.

Наиболее значительные из них столбообразные залежи железно-карбонатных урановых руд имеют сравнительно простое внутреннее строение. Для них характерно

сплошное оруденение без пустых участков в контурах рудных тел. Урановая минерализация образует тонкорассеянную вкрапленность и контролируется сланцеватостью и послойными микротрещинами, вследствие чего в этих залежах широко распространены полосчатые текстуры руд, унаследованные от исходных пород.

Менее крупные линзообразные уплощенные залежи железо-карбонатных урановых руд имеют весьма неправильные контуры и отличаются высоким содержанием урана.

Пластообразные залежи урановых руд в альбититах характеризуются наличием резких пережимов и интервалов («окон») слабооруденелых и пустых пород. Они нередко располагаются кулисообразно на расстоянии в несколько десятков метров друг от друга и в сочетании с седловидными залежами создают многоярусность уранового оруденения. Урановая минерализация образует рассеянную вкрапленность, сгустки и мелкие скопления. Она представлена характерной для альбититов парагенетической ассоциацией, включающей натровый амфибол, гидробиотит, альбит, гематит, уранинит, ненадкевит, доломит и спорадически распространенные скопления апатита, малакона, сфена и браннерита.

Генезис месторождения. Разработаны следующие три концепции:

1) месторождения являются гидротермальными постмагматическими по отношению к интрузивам микроклиновых гранитов, имеющим возраст 2000 млн. лет, а источником растворов и рудного вещества служит магматический очаг (В. И. Жукова, 1970);

2) месторождения являются метаморфогенными, образовались в раннем протерозое в результате просачивания вдоль зон глубинных разломов метаморфических растворов, извлекавших уран из пород на глубоких уровнях и отлагавших на верхних (Я. Н. Белевцев, 1968);

3) месторождения относятся к метаморфогенным, но в их формировании участвовали гранитоидные интрузии, являвшиеся энергетическими источниками движения поровых растворов. Источником урана служили ураноносные конгломераты и аркозы, залегающие в основании нижней свиты железорудной формации (А. И. Тугаринов, 1963).

По нашему мнению, ураноносные альбититы и карбонатные метасоматиты железо-урановых месторожде-

ний сформированы приблизительно на 200 млн. лет позже раннепротерозойских гранитоидов и одновременно с альбититами собственно урановых месторождений. По аналогии с последними они могут рассматриваться как среднетемпературные гидротермальные месторождения, образованные в процессе среднепротерозойской активизации. Однако в данном случае активизации подвергались не эпиархейские протоплатформы, а раннепротерозойские трюги, в железорудных формациях которых натровому метасоматозу сопутствовал карбонатный, приобретающий главное рудообразующее значение.

Список литературы

- Бабенко О. В., Гнатенко Г. И., Коваль В. Б. Особенности формирования уранового месторождения в железорудной провинции докембрия. — В кн.: Вопросы геохимии. М., «Наука», 1968.
- Жукова В. И. Минералогия и первичная зональность гидротермально-метасоматического месторождения урана в железорудной провинции докембрия. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970.
- Петров Р. П., Карпенко В. С., Мещерский Ю. А. О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. М., Атомиздат, 1969.
- Тугаринов А. И. Уран в метасоматических процессах. — В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные отличительные особенности железо-урановых месторождений.
2. Какими структурными элементами контролируются железо-урановые месторождения?
3. Какие типы метасоматитов проявлены на железо-урановых месторождениях и с какими на них связано урановое оруденение?
4. Каковы пространственные, возрастные и генетические соотношения богатых железных руд и урановой минерализации на железо-урановых месторождениях?
5. Какими элементами структуры определяются форма и условия залегания рудных залежей на железо-урановых месторождениях? Назовите основные структурно-морфологические типы рудных тел.
6. Охарактеризуйте минеральный состав руд и последовательность минералообразования на железо-урановых месторождениях.
7. Каковы генетические особенности железо-урановых месторождений и их поисковые критерии?
8. В чем заключаются и чем обусловлены черты сходства и отличия железо-урановых и собственно урановых альбититовых месторождений?

ГЛАВА 4. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В складчатых областях гидротермальные урановые месторождения встречаются в разных геологических обстановках. Они существенно различаются по составу руд, минеральным ассоциациям и окolorудным метасоматитам и условиям формирования. Среди них преобладают месторождения, средние по запасам, чаще всего с высокими содержаниями урана. Ведущую роль играют месторождения со сложными по морфологии жильными и штокверковыми телами или метасоматическими залежами, отличающимися неравномерным распределением рудных компонентов. Большая часть этих месторождений образована в результате поствулканической гидротермальной деятельности, сопровождавшей становление континентальных вулкано-интрузивных комплексов пород андезит-диоритового или липарит-гранитного состава.

Наибольшее промышленное значение в настоящее время имеют месторождения трех рудных формаций — сульфидно-настурановой, карбонатно-настурановой и фосфорно-урановой. Среди месторождений, принадлежащих к каждой из указанных формаций, выделяется несколько типов. Так, среди месторождений сульфидно-настурановой формации большую роль играют молибден-урановые и свинцово-урановые месторождения, тесно связанные с орогенными комплексами вулканических пород. В складчатых областях в последние годы выявлены апатит-урановые месторождения, имеющие важное промышленное значение.

Месторождения карбонатно-настурановой формации широко развиты в срединных массивах. Они не характерны для территории СССР и поэтому не рассматриваются в настоящей работе.

§ 1. Молибден-урановые месторождения

Месторождения молибден-урановых руд весьма широко развиты в складчатых областях. Все они образованы в сходных геологических обстановках, хотя и существенно различаются по запасам руд, условиям локализации и структурному контролю.

В. И. Казанский и Н. П. Лаверов (1974) отмечали, что эти месторождения встречаются в складчатых областях разного возраста и тяготеют к структурам неодинакового происхождения. Ведущую роль среди них играют: 1) месторождения, связанные с континентальными андезит-диоритовыми комплексами пород, локализованные в поясах даек и полях развития гипабиссальных интрузий; 2) месторождения, приуроченные к субвулканическим интрузивам, неккам и куполовидным палеовулканам кислых-субщелочных пород.

Месторождения в поясах даек средних пород

В качестве примера здесь рассмотрены геологическое строение и условия формирования месторождения, расположенного в зоне крупных краевых разломов, отделяющих жесткий срединный массив от интрагеосинклинали.

Геологическое положение, морфология рудных тел. Месторождение располагается среди геосинклинальных эффузивно-осадочных отложений, смятых в брахилинейные складки и прорванных сложной серией даек, образованных в орогенных условиях. Рудовмещающие породы несогласно перекрываются континентальными отложениями верхнего яруса, представленными красноватыми песчаниками и туфами андезитов и дацитов, мощность которых в центральной части остаточной депрессии составляет примерно 1000 м, а в краевых частях, где располагается рудное поле, — около 500 м.

Основная часть площади рудного поля сложена палеозойскими терригенными отложениями геосинклинальных формаций (рис. 15). В разрезе этих отложений выделяются четыре согласно залегающие толщи, образующие крыло пологой складки. В структуре рудного поля большую роль играют дайки основного и среднего состава, образующие своеобразные линейные пучки или пояса, в которых и располагаются месторождения. Дайки имеют в основном согласное с осями складок простирание и крутое падение. По составу они близки к андезитам, кварцевым диоритам и спессартитам.

Существенная роль в структуре рудного поля принадлежит также крупным разрывным нарушениям, ко-

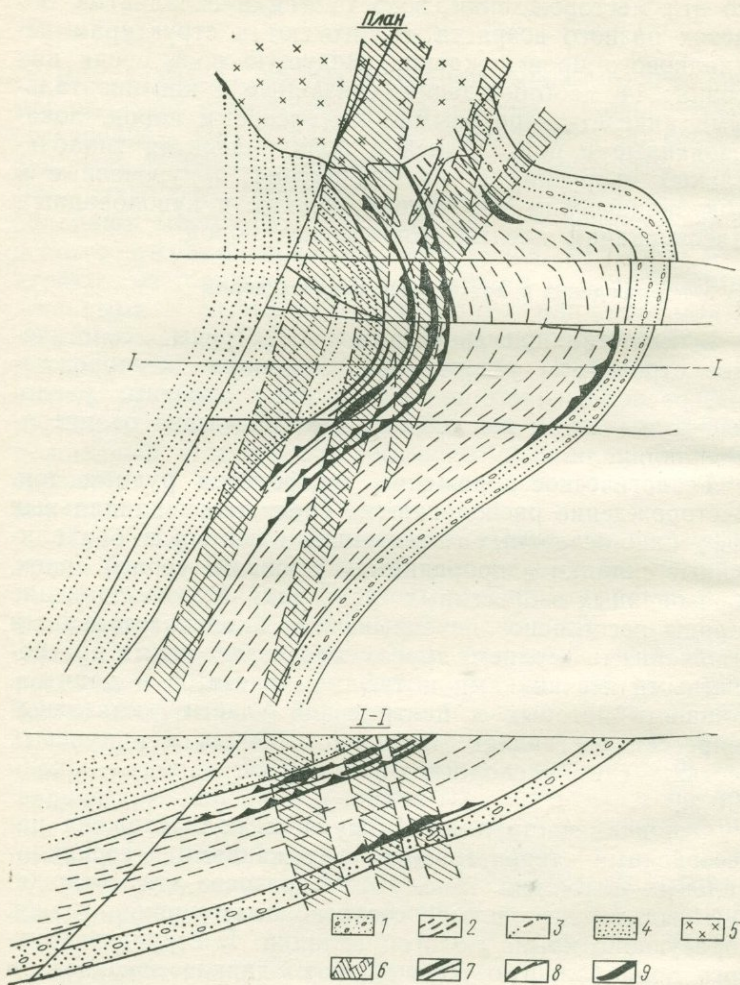


Рис. 15. Геологическое строение молибден-уранового рудного поля, приуроченного к поясу даек (по Е. П. Сонюшкину, 1966):

1 — песчаники и конгломераты; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — толща переслаивания песчаников и алевролитов; 4 — песчаники; 5 — диориты, габродиориты; 6 — пучки сближенных даек; 7 — секущие разрывные нарушения; 8 — послонные разрывные нарушения; 9 — рудные залежи

торые параллельны осям складок в нижнем ярусе. Они контролируют пространственное положение дайковых поясов и оруденения. Рудные тела месторождения находятся в непосредственной близости от этих нарушений и локализуются в послойных, реже секущих разрывах, сопряженных со складчатостью. Разрывы, контролирующие положение даек, по времени возникновения связываются со складчатыми деформациями.

В пределах рудоносной площади широко развиты послойные пологопадающие нарушения, большинство из которых приурочено к толще переслаивания песчаников и алевролитов. В монотонных породах послойные нарушения встречаются редко. В толще переслаивания песчаников и алевролитов они широко развиты в ядре синклинали складки, но наиболее ярко проявлены в дайках, которые из-за особых физико-механических свойств нарушены интенсивно. Послойные разрывы вмещают наиболее крупные рудные залежи. Поскольку они развиты на разных стратиграфических уровнях, в рудном поле выделяется несколько «продуктивных рудоносных горизонтов», определяющих весьма характерное многоэтажное расположение рудных залежей.

Строение послойных рудовмещающих нарушений зависит от вмещающих пород. В слоистых осадочных отложениях они представлены маломощными зонами рассланцованных и брекчированных пород. При пересечении крутопадающих даек их структура резко меняется. В этом случае образуются зоны дробления большой мощности с многочисленными различно ориентированными трещинами. Такие послойные срывы и вмещают большую часть урановых руд. Урановое оруденение вдоль них чаще всего проявляется в местах замыкания складок, перегибов их осей, в участках осложнения крыльев складок флексурами, особенно в толщах, содержащих прослойки пород различного состава, отличающихся по физико-механическим свойствам.

Особенно богатое урановое оруденение концентрируется в местах пересечения послойными разрывами пучков сближенных крутопадающих даек, где резко увеличивается мощность брекчированных пород. На таких участках возникают пологопадающие рудные залежи сложного строения. Общая ширина таких за-

лежей определяется мощностью пучка даек. Длинная ось их ориентирована по простиранию даек и полого погружается на глубину в соответствии с положением линии пересечения даек послойными нарушениями. Рудные залежи, приуроченные к серии сближенных даек, имеют «многоэтажное» расположение. Характерная для них структура рудных зон показана на рис. 16.

Состав руд, и последовательность минералообразования. В гидротермальном процессе, сформировавшем рудные тела и ореолы измененных пород, устанавливается определенная последовательность.

Самым ранним процессом является березитизация пород. Мощность ореолов березитизации составляет десятки метров в алевролитах и диоритовых порфиритах, до 3—4 м в спессартитах. В микродиоритах мощность зон изменения достигает 6—8 м. Березиты всегда сопровождают урановые руды. Даже отдельные тонкие урановорудные прожилки, удаленные от основных рудных тел, как бы заключены в ореол измененных пород, характерных для основных рудоносных зон. Разрывы без уранового оруденения сопровождаются лишь слабым изменением пород.

В табл. 3 показана смена парагенетических ассоциаций минералов в околорудных березитах от внешних зон к внутренним для пород различного исходного состава.

Березитизированные породы обычно осветлены в связи с замещением цветных минералов карбонатом, серицитом и кварцем. Процесс березитизации сменяется интенсивной пиритизацией, которая накладывается на внутренние зоны ореолов. А. В. Тимофеевым (1968) процесс березитизации выделен в первую стадию. Пирит чаще всего приурочен к микротрещинам и порам пород. В результате интенсивной импрегнации тонковкрапленным пиритом породы нередко приобретают черный цвет.

Минеральные образования второй молибденит-настурановой стадии накладываются на березитизированные и пиритизированные породы. Настуран отлагается вместе с кварцем, серицитом, карбонатами и сульфидами Mo, Pb, Zn. При этом концентрации молибдена являются значительными. Руды имеют ярко выражен-

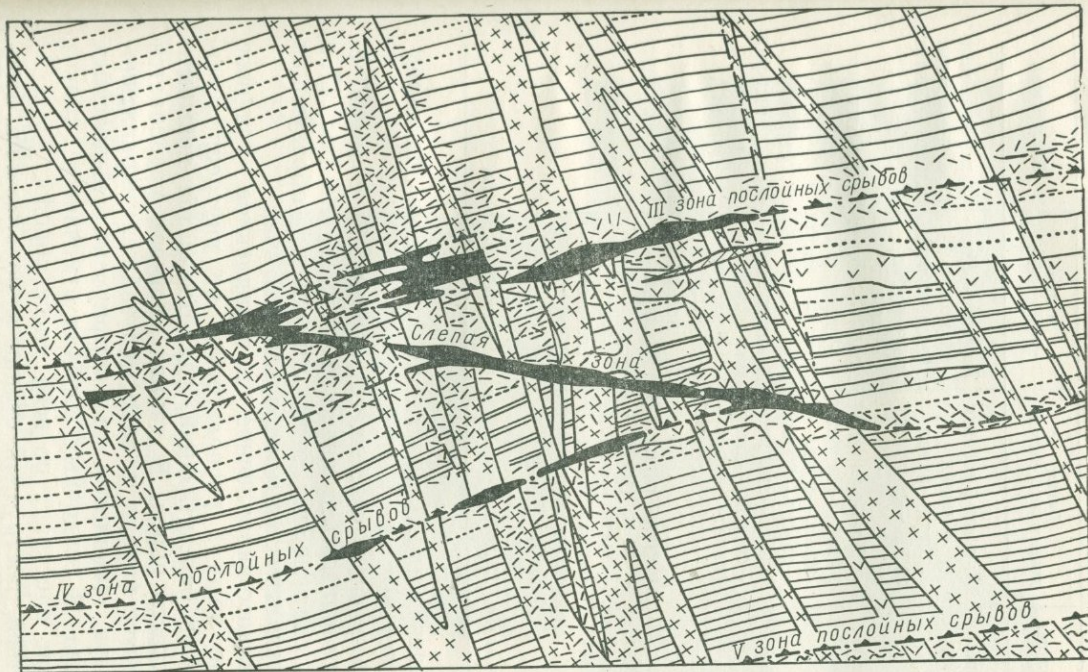


Рис. 16. Характерная структура урановых рудных тел в зонах пологопадающих разрывов (по Б. И. Омеляненко, 1966):

1 — песчаники; 2 — переслаивание песчаников и алевролитов; 3 — песчаники с прослоями алевролитов; 4 — тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов; 5 — аргиллиты и алевролиты; 6 — дайки диоритового состава; 7 — спессарти-ты; 8 — разрывные посылные нарушения; 9 — разрывные секущие нарушения; 10 — рудные тела; 11 — березитизированные породы

Минеральный состав березитизированных пород
(по Б. И. Омеляненко, 1966)

Степень изменения	Дайки диоритового состава	Дайки спессартитов	Алевродиты
Изменения отсутствуют	Андезин+роговая обманка (кварц—рутил, апатит—магнетит)	Андезин+акти- нолит (титаномагне- тит—рутил— —апатит)	Кварц+полевые шпаты+серицит хлорит—биотит (пирит—магне- тит)
Слабое изменение	Альбит+кальцит + +хлорит+серицит (кварц—рутил— —апатит—пирит)	Альбит+хлорит +анкерит (пирит—рутил)	Кварц+хлорит+ +анкерит+ +серицит (пирит)
Березитизация	Альбит+анкерит+ +серицит+кварц (пирит—апатит— —лейкоксен)	Анкерит+сери- цит+кварц+ +хлорит (пирит—лейко- ксен)	Кварц+анкерит +серицит (пирит)
Интенсивная березитизация	Анкерит+серицит+ +кварц (пирит— —апатит—лейко- ксен). Кварц+ +серицит (лейкоксен)	Анкерит+ +серицит+ +кварц (лейкоксен— пирит)	Кварц+серицит

Примечание. В скобках указаны второстепенные минералы.

ное брекчиевое или брекчиевидное сложение. Их характерные текстуры показаны на рис. 17.

Настуран часто выделяется совместно с молибденитом и галенитом. В качестве примера на рис. 17, в показаны соотношения этих минералов, образующих характерные структуры прорастания.

Прожилково-вкрапленное и вкрапленное урановое сруденение обычно располагается во внутренних частях ореолов березитизации, где отмечается повышенная пористость пород. В дайках настуран развивается по всей массе породы в виде мельчайшей вкрапленности, образуя скопления в порфириновых выделениях плагиоклаза. В осадочных породах отмечается тонкое рассеивание настурана по всей массе породы.

К третьей, пострудной стадии минерализации относится образование анкерита в виде жил и цемента брекчий. Анкерит замещает более ранние минералы, в том числе и настуран, частично переотлагая его. Наиболее

поздними для этой стадии являются кальцитовые жилы, нередко выходящие за пределы ореолов березитизации.

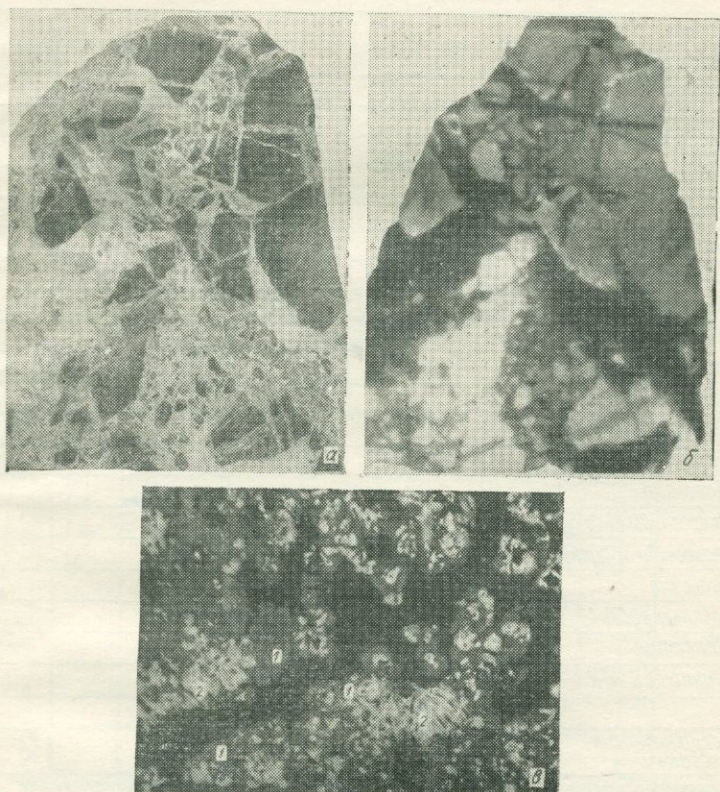
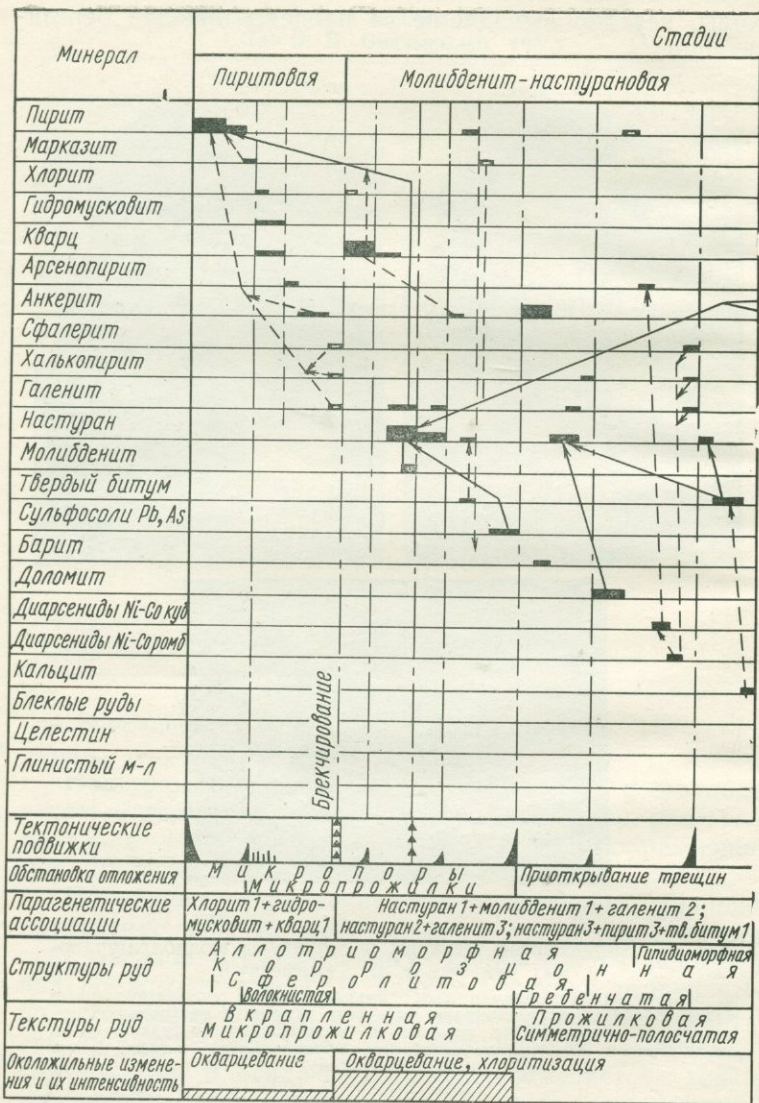


Рис. 17. Характерные текстуры и структуры молибден-урановых руд (по А. В. Тимофееву):

a, б — оруденелые обломки даек микродиоритов, сцементированные кварц-карбонатным материалом (*a* — фото штуфа в натуральную величину, *б* — радиография штуфа); *в* — соотношения настурана (1) с молибденитом (2) (микрофотография полированного шлифа, увел. 1000, в иммерсии)

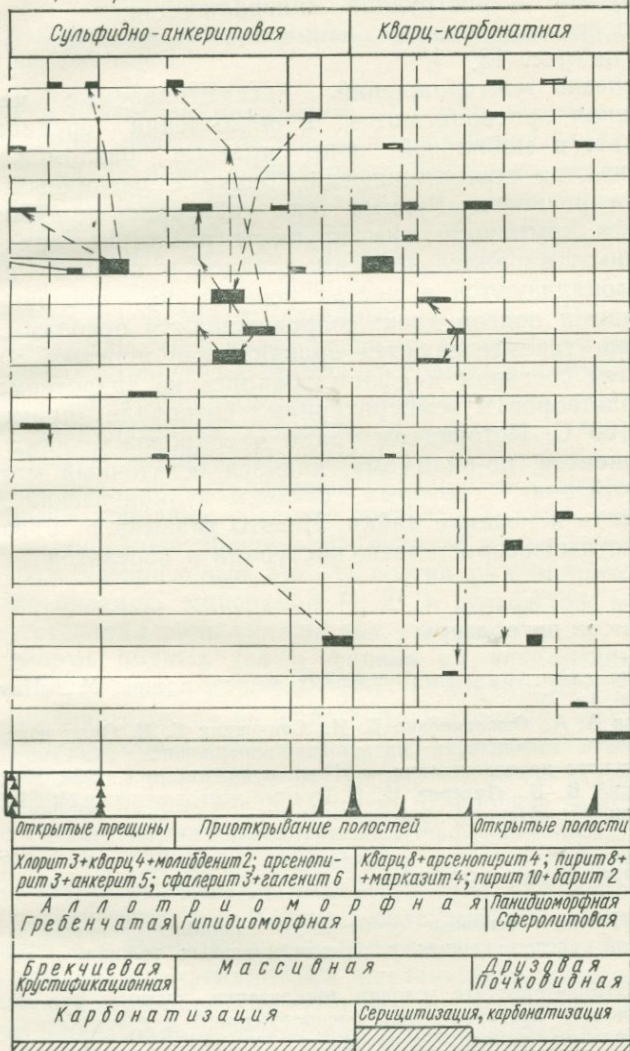
Таким образом, на рассматриваемом месторождении проявлен сложный гидротермальный процесс, начавшийся с метасоматического преобразования пород, — березитизации, сопровождавшейся частичным



Количество минерала в ассоциации (%): ■ >30 — 10-30 — 3-10 — 3 и 11* — в осадочных породах

Рис. 18. Последовательность минералообразования на молиб (по А. В. Тимо)

минералообразования



Основные замещения: — широко развитые (стрелка — у замещаемого минерала) — слабо развитые

ден-урановом месторождении, локализованном в поясе даек фееву, 1972)

переотложением выщелоченных минералов в прожилках и закончившейся отложением прожилковой урановорудной и пострудной минерализации.

Последовательность минералообразования показана на рис. 18.

Генезис месторождений. Рассматриваемые месторождения располагаются в обрамлении срединного массива, в мобильной зоне краевых разломов, где сочленяются геотектонические блоки с различным режимом развития. Рудные тела оказались приуроченными к крутопадающим крупным разломам, ориентированным параллельно осям складок и поясам даек. Они локализируются в местах пересечения послойными разрывами поясов даек; сопровождаются ореолами березитов, характеризуются сравнительно простым минеральным составом и сформировались из гидротермальных растворов в температурном интервале примерно 220—160° С. Источником урана и сопровождающих его компонентов, по-видимому, являлся остаточный магматический очаг, с которым связаны вулканическая деятельность и поздние дайки. На это указывает близкий абсолютный возраст даек, настурана и березитов.

Список литературы

- Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, гл. IV.
- Горшков А. А., Омеляненко Б. И., Сонюшкин Е. П. Опыт изучения условий локализации прожилково-вкрапленных руд гидротермального происхождения. — «Геол. рудн. местор.», 1964, № 1.
- Казанский В. И., Лаверов Н. П. Рудные месторождения СССР. Т. 2. Уран. М., «Недра», 1974.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные особенности молибден-урановых месторождений, расположенных в геосинклинальных толщах, в поясах даек.
2. Охарактеризуйте условия локализации рудных тел молибден-уранового месторождения, расположенного в геосинклинальной толще внутри дайкового пояса.
3. Какие изменения пород характерны для молибден-урановых месторождений в поясе даек в геосинклинальной толще? Охарактеризуйте процесс изменения пород.
4. Каковы состав руд и последовательность минералообразования на молибден-урановом месторождении в геосинклинальной толще, пересекаемой поясами даек?

5. Расскажите о генезисе месторождений молибден-урановых руд в геосинклинальных толщах, пересекаемых поясами даек, их основные поисковые критерии.

Месторождения в полях развития гипабиссальных интрузий средних пород

Геологическое положение. Рассматриваемые месторождения располагаются в палеозойских складчатых областях. С ними ассоциируют скарновомагнетитовые и золоторудные месторождения, а также проявления Sn, W и Th. Они чаще всего локализируются в обрамлении срединных массивов, в зонах пересечения продольных и поперечных глубинных разломов, отделяющих выступы основания от линейных впадин. Чаще всего они встречаются в полях развития малых интрузий различного состава—от диоритов до гранитов, а также в жерловых зонах вулканов, заполненных эруптивными телами трахиандезитов, андезитов и дацитов.

Месторождения располагаются в геосинклинальных отложениях, представленных осадочными, реже эффузивными породами среднего состава. Для них характерны интенсивный процесс предрудного натрового метасоматоза, комплексный Mo—U состав руд, широкое развитие апатита, минералов Ti, Zr и сульфидов, а также существенная роль складчатых структур.

Формы рудных тел и условия их локализации. На рис. 19 показано строение Mo—U месторождения, расположенного среди вулканогенно-осадочных отложений геосинклинальных формаций. Эти отложения залегают на сланцах, спилитах и метаморфизованных туфогенно-осадочных породах основания. В их разрезе выделяются две толщи: первая представлена эффузивно-осадочными породами, а вторая, залегающая выше, — песчаниками, алевролитами, туфами андезитов. Все отложения прорываются гипабиссальными интрузивами диоритов и гранитов. Вышележащие отложения, представленные алевролитами, аргиллитами, песчаниками, известняками и мергелями, с резким угловым несогласием перекрывают более ранние отложения и в свою очередь прорваны поздними гипабиссальными и субвулканическими интрузивами микродиоритов, гранитов и дайками лампрофиров, которые завершают магматическую деятельность в районе. За пределами рудного поля эти поздние

магматические образования перекрываются континентальными вулканогенно-осадочными отложениями орогенного структурного яруса.

Рудовмещающие породы смяты в узкую синклинальную складку, осложненную поперечным антикли-

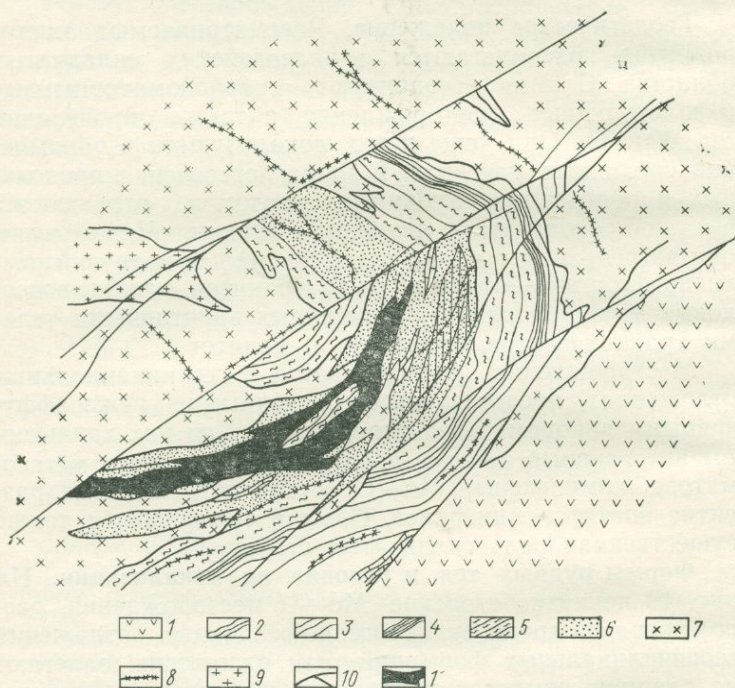


Рис. 19. Геологическое строение молибден-уранового месторождения в поле гипабиссальных интрузивов (план, по Л. В. Хорошилову, 1966):

1 — андезиты; 2 — известняки; 3 — песчаники и туфопесчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — туфы и туфопесчаники; 7 — диориты; 8 — дайки лампрофиров; 9 — поздние граниты; 10 — разломы; 11 — основное рудное тело

нальным перегибом и серией продольных разрывов. Эти разрывы, имеющие длительную историю развития, хорошо проявлены в породах основания и в нижнем геосинклинальном ярусе. К ним тяготеют апофизы диоритовых интрузивов и дайки. Слои туфогенных песчаников и туфов вблизи разрывов обычно интенсивно раздроблены, в них широко развиты послой-

ные и секущие нарушения. К этим участкам и приурочиваются гидротермальные урановые залежи.

Рудные тела месторождения, показанные на рис. 19, заключены в блоке между двумя разломами, секущими складку, и размещаются главным образом в послонных срывах, возникших на ее изгибе. Послойные срывы образовались в процессе складчатости, неоднократно подновлялись, по ним внедрялись интрузии диоритов и дайки основного состава; к этим же нарушениям приурочены гидротермальные образования.

По форме рудные тела представляют собой уплощенные столбы и линзы, склоняющиеся согласно с падением вмещающих пород к центральному разлому. С глубиной осевая плоскость изгиба становится параллельной плоскости разлома, рудные тела, склоняясь, приближаются к нему, уменьшаются в мощности и приобретают отчетливую жильную форму. Сам рудовмещающий разлом на глубине становится послонным. Таким образом, на месторождении проявлен отчетливый контроль рудных тел складчатыми структурами, возникшими до становления малых интрузий.

Иные условия локализации рудных тел характерны для месторождения, расположенного в пределах этого же рудного поля. Это месторождение, описанное А. П. Зачернюком и др. (1970), приурочено к телам субвулканических андезитов, диоритов и дайкам средних и основных пород (рис. 20).

В геологическом разрезе месторождения выделяются отложения нижней толщи, представленные спилитами и диабазами, и отложения верхней толщи, которые представлены переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и известняками, смятыми в линейные складки.

Сложный близповерхностный интрузив, возникший в послегеосинклинальный период, прорывает обе толщи. Его морфология во многом определяется приуроченностью к межформационному разлому. Центральная часть интрузива сложена андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами, а краевые зоны — эруптивными брекчиями этих же пород (см. рис. 20). Андезиты и андезито-базальты интрузива в районе месторождения прорываются гипабиссальными телами гранодиори-

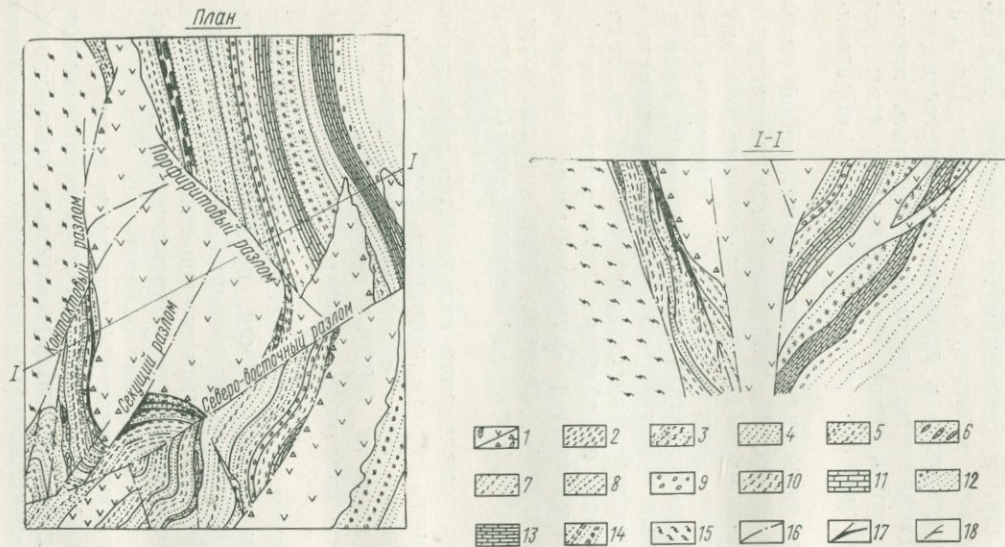


Рис. 20. Геологическое строение молибден-уранового месторождения (по А. П. За-чернюку и др., 1970):

1 — вулканогенные породы (а — андезитовые порфириды, андезито-базальты, андезито-дациты, б — лавобрекчии и туфы андезитовых порфиридов). Туфогенно-осадочные породы верхней толщи: 2—10 — пачки переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, их туфогенных аналогов, туфов и туфоконгломератов; 11 — слоистые известняки; 12 — пачка переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов; 13 — тонкослоистые известняки; 14 — песчаники и мелкообломочные конгломераты. Породы нижней толщи: 15 — диабазы и спилиты кембрия; 16 — разрывные нарушения; 17 — рудные тела; 18 — элементы залегания пород

тов, а на месторождениях — дайками микродиоритов и лампрофиров, которые являются самыми поздними магматическими проявлениями в районе.

Положение месторождения определяется благоприятным сочетанием вулканических структур, обрамляющих интрузив, с разрывами и складчатыми дислокациями.

Рудные тела этого месторождения располагаются среди туфогенно-осадочных пород в обрамлении интрузивного тела андезитов, где рудовмещающими являются послойные и секущие тектонические нарушения.

Выделяют два типа рудных тел: 1) секущие рудные тела, приуроченные к крупным прямолинейным разрывам и трещинам их оперения, и 2) согласные рудные тела, локализованные в послойных разрывах, в местах изгиба крыльев складок. Наиболее распространены на месторождении согласные рудные тела. Они локализуются обычно в толще переслаивания алевролитов и песчаников. Известняки и неслоистые породы редко вмещают промышленные руды. По форме согласные рудные тела близки к так называемым седловидным жилам или линзообразным залежам. На своде антиклинали они образуют прерывистое кольцевое тело. Секущие рудные тела имеют форму сложных жил и линз и локализуются в разрывах, в контактовой зоне туфогенно-осадочных пород с интрузивом андезитов.

Состав руд и стадии гидротермального процесса. Гидротермальный процесс протекал в несколько стадий. Последовательность минералообразования показана на рис. 21.

Урановому рудообразованию предшествовали процессы гидротермального метаморфизма пород — березитизация, а затем кварц-альбитовое изменение. Обычно ореолы предрудных метасоматитов образуют полосы вдоль разрывов, ширина которых изменяется от сантиметров до первых метров.

Для кварц-альбититовых метасоматитов характерны следующие особенности: 1) неустойчивость серицита и замещение его альбитом; 2) меньшая устойчивость хлорита по сравнению с паранкеритом; 3) увеличение количества гематита по направлению от внешних частей ореолов к промежуточным; 4) кварц-альбитовый состав внутренней зоны с тенденцией к образованию

мономинеральных кварцевых пород. По данным Г. А. Лисициной и П. А. Раудониса (1968), растворы, вызвавшие кварц-альбитовые изменения, имели углекисло-натровый состав.

Молибден-урановые рудные тела сформировались в третью, рудную стадию, после кварц-альбитового изменения пород. Урановой минерализации в рудную ста-

Минерал	Стадии минералообразования			
	Кварц-альбитовая	Апатит-аршиновитовая	Молибденит-настурановая	Хлорит-кальцитовая
Альбит	■			
Кварц	■			
Fe-Mg-карбонаты	■	■		
Хлорит	■		■	
Кальцит	■			■
Анатаз	■			
Рутил	■			
Гидромусковит	■			
Апатит		■		
Аршиновит		■		
Гематит	■	■		
Магнетит		■		
Пирит				■
Настуран			■	■
Молибденит			■	■
Коффинит			■	■
Zr-коффинит			■	■
Арсенопирит				■
Марказит				■
Халцедон			■	
Барит				■
Целестин				■
Гетит				■
Каолинит				■
Органическое вещество				■
Характерные изменения вмещающих пород		Альбитизация, карбонатизация	Хлоритизация	Хлоритизация, карбонатизация

Рис. 21. Последовательность минералообразования на молибден-урановом месторождении, локализованном в поле гипабиссальных интрузивов (по П. А. Раудонису, 1968)

дию предшествовало образование апатит-аршиновитовых минеральных ассоциаций.

Руды месторождений имеют в основном прожилковые, брекчиевые и прожилково-вкрапленные текстуры (рис. 22).

Вкрапленные разности их отмечаются около прожилков, в обломках брекчий в участках переслаивания

алевролито-аргиллитовых пород. Прожилки, вкрапленность и цемент брекчий слагаются альбитом, апатитом, аршиновитом, кварцем, паранкеритом, хлоритом и

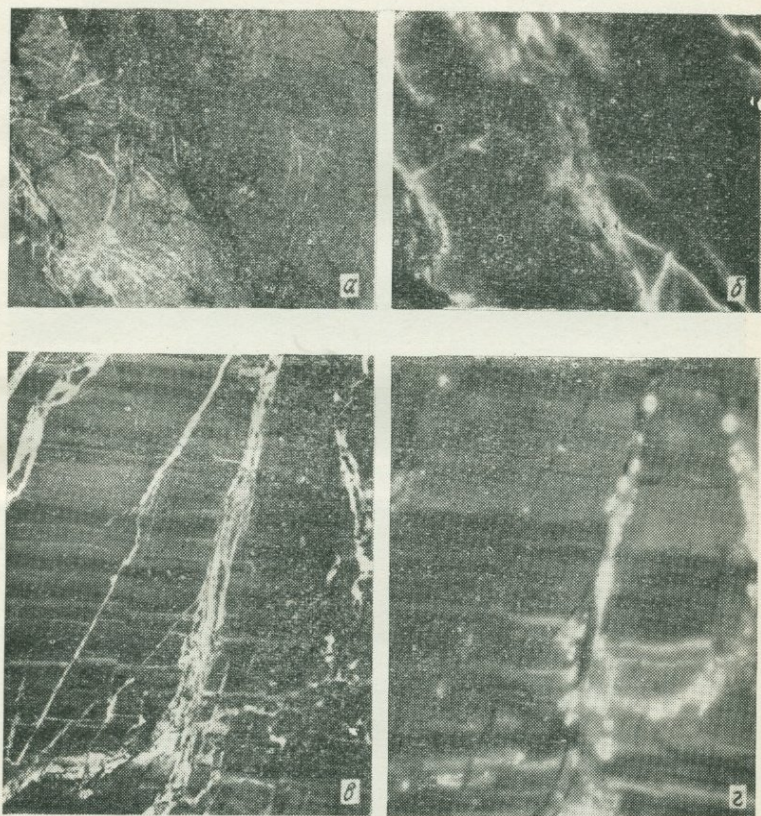


Рис. 22. Характерные текстуры молибден-урановых руд (по П. А. Раудонису, 1968):

a, б — прожилковые настуран-коффинитовые руды в порфиритах (фото полированного штуфа и его радиография); *в, з* — прожилковые и вкрапленные настуран-карбонатные руды в слоистых алевролито-аргиллитовых породах (фото полированного штуфа и его радиография)

гематитом. Этот комплекс минералов, образовавшийся в рудную стадию, затем замещается урановыми минералами.

По вещественному составу руды — комплексные. В них кроме урана и молибдена в значительных количествах присутствует апатит и цирконий, заключенный в аршиновите. Характерные текстуры аршиновитовых руд показаны на рис. 23.

Настуран и коффинит обычно ассоциируют с молибденитом, а также, с пиритом, галенитом, карбонатами, серицитом и хлоритом. Характерные их ассоциации и формы выделения показаны на рис. 24.

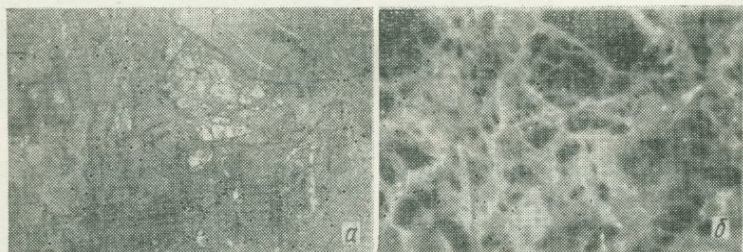


Рис. 23. Характер выделения аршиновита в апатитизированном цементе брекчий алевролитов:

а, б — соответственно фото полированного штуфа и его радиография

Постурановая стадия минералообразования на месторождении проявлена интенсивно. Здесь широко развиты карбонатные жилы и прожилки. Карбонат нередко цементирует рудную брекчию. При наложении пострудной минерализации на рудные тела происходит растворение и вынос урана, в отдельных прожилках кальцита появляется переотложенный настуран.

Генезис месторождений. Рассматриваемые месторождения характерны для складчатых областей, обрамляющих срединные массивы. Они образуются в полуплатформенный период развития и связаны с континентальными вулcano-интрузивными комплексами пород андезит-диоритового состава, локализованными в крупных разломах глубокого заложения и длительного развития. Основную роль в размещении рудных тел на этих месторождениях играют благоприятные сочетания тектонических разрывов и складчатых структур.

Процесс гидротермального минералообразования отличается неоднократным проявлением различных ти-

пов метасоматической переработки пород: березитизации и связанного с ней золотого оруденения и альбитизации, с которой связано уран-молибденовое оруденение с апатитом и аршиновитом. Мощные зоны кварц-альбитовых метасоматитов, образующиеся на ранних ста-

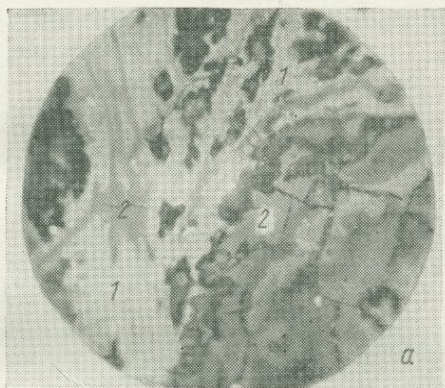


Рис. 24. Формы выделения урановых минералов: *а* — настуран (1) коффиновые (2) прожилковидные агрегаты в альбитизированных обломках алевролитов (полированный шлиф, увел. 440); *б* — настуран (1) молибденитовые (2) агрегаты в алевролитах (полированный шлиф, увел. 45)

диях гидротермального уранового процесса, вмещают минеральные комплексы рудной стадии. Постурановые гидротермальные образования вызывают частичное

перераспределение урана и некоторых сопутствующих компонентов.

Рассматриваемые месторождения образованы в условиях умеренных глубин гидротермальными магматогенными растворами, имевшими температуру, близкую к 350—200° С. Они имеют, по-видимому, глубокий, внутрикоровой источник рудообразующих веществ.

Список литературы

- Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, гл. VI.
- Зачернюк А. П., Кац Б. С., Хорошилов Л. В. Особенности строения урановых месторождений, ассоциированных с субвулканическими телами порфиритового состава. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 3.
- Лисицина Г. А., Раудонис П. А. Особенности околорудных изменений на уран-молибденовых и золотых месторождениях одного рудного поля. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Недра», 1968.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте особенности молибден-урановых месторождений, образованных в полях развития гипабиссальных интрузий средних пород.

2. Охарактеризуйте геолого-структурные условия локализации рудных тел молибден-урановых месторождений в полях развития гипабиссальных интрузий средних пород.

3. В чем заключается специфика гидротермального процесса на молибден-урановых месторождениях в полях развития малых интрузий средних пород?

4. Дайте характеристику предрудному гидротермальному изменению пород молибден-урановых месторождений в полях развития малых интрузий средних пород.

5. Дайте характеристику кварц-альбитовым преурановым метасоматам в полях развития малых интрузий средних пород.

6. Опишите два типа рудных тел, выделенных на месторождениях, приуроченных к субвулканическим телам андезитов.

7. Каковы состав руд, последовательность минералообразования, типичные минеральные ассоциации в рудах молибден-урановых месторождений полей развития малых интрузий средних пород?

8. Назовите генетические особенности и поисковые критерии молибден-урановых месторождений в полях развития малых интрузий средних пород.

Месторождения в некках и куполовидных палеовулканах кислых пород

Месторождения в некках и куполовидных палеовулканах кислых пород встречаются в палеозойских геосинклинальных областях. Характерной особенностью рудных районов является мощное проявление наземного вулканизма с образованием магматических продуктов преимущественно кислого состава, а также широкое развитие гипабиссальных малых интрузий и поздних даек пород среднего и основного состава. Большинство исследователей отмечает тесную связь молибден-урановых месторождений этого типа с жерловыми частями палеовулканов, приуроченность оруденения к неккам.

В качестве примера ниже рассматривается один из районов, где широко развиты орогенный комплекс кислых вулканических пород и гидротермальные молибден-урановые месторождения, связанные с ним.

Геологическое положение месторождений. В разрезе района выделяются три структурных этажа: нижний, сложенный глубокометаморфизованными породами кристаллического основания; средний, сложенный породами геосинклинальных формаций, и верхний, представленный орогенными полуплатформенными вулканогенно-осадочными отложениями. Урановые месторождения локализуются лишь в орогенных вулканогенно-осадочных и экструзивных породах, заполняющих характерные депрессионные структуры. В обобщенном виде положение месторождений в таких структурах показано на рис. 25.

Рудовмещающие некки различаются по структуре и положению. Среди них выделяются три основных типа:

а) ранние многожерловые погребенные под покровами вулканы, контролируемые крупными разломами, существенно разорванные во времени с оруденением;

б) разрушенные эрозией (открытые) сложные экструзивные тела, которые во время формирования руд выходили на поверхность, также разорванные во времени с рудообразованием;

в) простые по строению, самые поздние экструзивные и субвулканические тела, нередко не выходившие на поверхность, близкие по времени становления к рудам.

В качестве примера ниже рассмотрено месторождение, локализованное в раннем погребенном некке.

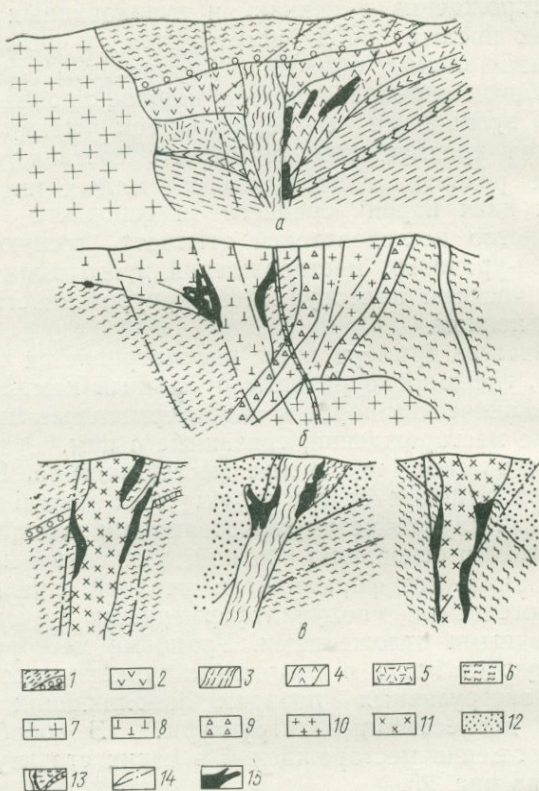


Рис. 25. Положение молибден-урановых месторождений в различных вулканических телах:

a — в многожерловых погребенных вулканах линейного типа; *б* — в многожерловых открытых вулканах центрального типа; *в* — в экструзивных куполах; 1 — верхняя туфогенно-осадочная толща; 2 — поздняя липаритовая эффузивно-пирокластическая толща; 3 — ранние экструзивные-субвулканические фельзит-порфиры; 4 — ранние дацитовые порфиры и их вулканокласты; 5 — ранняя дацитовая эффузивно-пирокластическая толща; 6 — нижняя туфогенно-осадочная толща; 7 — поздние аляскитовые граниты; 8–11 — поздние экструзивные тела (8 — плагипорфиры и их лавокласты, 9 — флюидальные фельзиты и их лавокласты, 10 — массивные фельзиты и их лавокласты, 11 — крупновкрапленные субвулканические фельзит-порфиры и их лавокласты); 12 — красноцветные вулканогенно-осадочные породы; 13 — андезиты и микродиориты; 14 — тектонические разрывы; 15 — рудные тела

Геология месторождения. Месторождение локализовано в экструзивном теле фельзит-порфиров, которое является одним из серии древних вулканических аппаратов, располагающихся в крупном региональном разломе. Схема его геологического строения приведена на рис. 26.

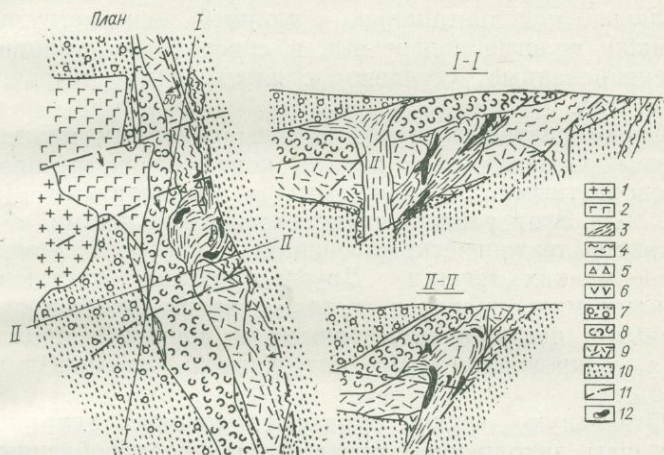


Рис. 26. Геологическое строение молибден-уранового месторождения, локализованного в погребенном некке фельзит-порфиров:

1 — граниты; 2 — габбро; 3 — фельзиты и фельзит-порфиры вулканического жерла; 4 — экструзивные брекчии; 5 — эруптивные брекчии; 6 — андезитовые порфиры; 7 — красноцветные туфопесчаники верхней толщи; 8 — покровы фельзитовых и слоистых туфобрекчий средней толщи; 9 — покровы дацитов, их туфов и туфобрекчий средней толщи; 10 — красноцветные туфопесчаники нижней толщи; 11 — разрывные нарушения; 12 — рудные тела

Основное жерло рудовмещающего экструзива заполнено фельзитами и эксплозивными брекчиями, на глубине имеющими форму маломощных даек, переходящих по восстанию в крупное тело штокообразной формы и затем в экструзивный купол. Экструзив прорывает эффузивно-осадочные породы андезито-дацитового состава и перекрывается туфобрекчиями фельзитов. Урановая минерализация локализуется исключительно среди фельзитов и эксплозивных брекчий, слагающих купольную и жерловую части экструзива.

На месторождении широко развиты разрывы двух генетических групп: трещины, возникшие на ранних стадиях становления экструзива, и наложенные нарушения, образовавшиеся после его становления и подновлявшиеся в период гидротермальной деятельности.

Среди разрывов первой группы чаще всего отмечаются крутопадающие трещины, ориентированные параллельно или диагонально к длинной оси экструзива, а также пологие поперечные и «послойные» трещины, ориентированные согласно с плоскостями течения в фельзитах.

Среди разрывов второй группы основным является разлом, который проходит по контакту экструзива с красноцветными песчаниками и алевролитами (см. рис. 21). Этот разлом представлен несколькими сближенными тектоническими швами, сопровождаемыми зоной мелких трещин. Другие разрывы «залечены» дайками микродиоритов, а также кварц-карбонат-сульфидными, настуран-сульфидными и другими прожилками, сопровождаемыми интенсивной березитизацией пород.

Отдельную группу образуют пологие тектонические швы, заполненные дайками или раздробленными вмещающими породами. Мощность зоны катаклаза вдоль них непостоянна; изменчивы также и элементы залегания. Местами эти разрывы образуют «экраны», под которыми формируются тела богатых прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд.

Морфология и структура рудных тел. Рудные тела представлены крутосклоняющимися рудными столбами, линзообразными залежами сложной конфигурации и имеют штокверковое строение. Большинство рудных тел состоит из отдельных сближенных рудных гнезд различных размеров, между которыми развито убогое вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение. Мелкие трещины штокверка заполнены короткими, извилистыми прожилками и линзообразными скоплениями урановых минералов с молибденитом и другими минералами. Иногда сеть подобных прожилков резко сгущается и образуются брекчиевидные текстуры руд. Вблизи прожилков обычно отмечается покраснение пород и тонковкрапленное оруденение.

По геолого-структурным условиям формирования выделяются две группы рудных тел.

К первой группе относятся столбообразные рудные тела и пологопадающие залежи, сформировавшиеся в закрытых структурах, где своеобразным экраном могли служить пирокластические породы, перекрывающие фельзитовый экструзив, туфопесчаники нижней толщи или пологие тектонические нарушения, нередко залеченные дайками микродиоритов (см. рис. 21). Рудные тела, образовавшиеся в таких условиях, являются наиболее крупными на месторождении и представляют собой столбообразные рудоносные штокверковые зоны, в пределах которых преобладает тонковкрапленное, рассеянное, реже прожилково-вкрапленное оруденение. Тектурный рисунок таких руд, форма и размеры агрегатов рудных минералов часто зависят от первичных текстур фельзитов: от флюидалности, сферолитозой отдельности, структуры лавобрекчий и т. п. Нередко тонковкрапленные рудные агрегаты «повторяют» первичный тектурный рисунок пород.

Ко второй группе относятся линейные штокверки и жильные зоны, положение которых контролируется главным разломом и другими крупными тектоническими нарушениями. Они располагаются преимущественно на участках, где разрывы пересекают зоны контактов экструзива с окружающими его вулканогенными породами (см. рис. 21). Рудные тела второй группы, сформировавшиеся в местах сопряжения, пересечения, искривления или расщепления разрывов, отличаются от рудных тел первой группы меньшими размерами, сложной морфологией, богатыми прожилковыми, прожилково-вкрапленными и брекчиевидными рудами. Большинство рудных тел этой группы, расположенных в центральной части экструзива, склоняются в сторону разлома, который ограничивает распространение урановой минерализации и гидротермального изменения в породе, залегающие в его лежащем боку. Отдельные рудные тела этой группы локализуются непосредственно в зоне разлома, на участках интенсивного развития оперяющих трещин. В этих местах образуются рудные штокверки, склоняющиеся согласно с падением линии сопряжения этих трещин с разломом.

В пределах рудных тел гнезда, линзы и жилы с повышенным содержанием урана и молибдена располагаются в зонах сгущения мелких тектонических трещин, на участках тонкого «растрескивания» пород (между

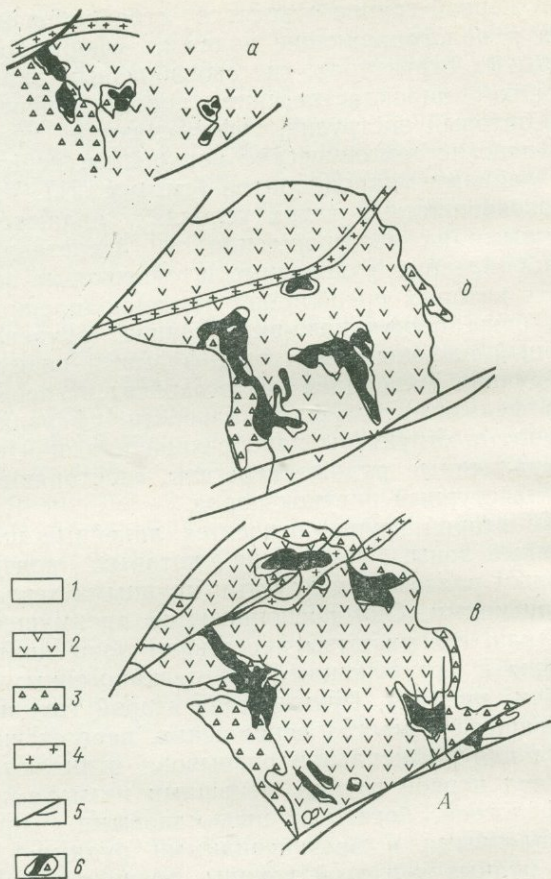
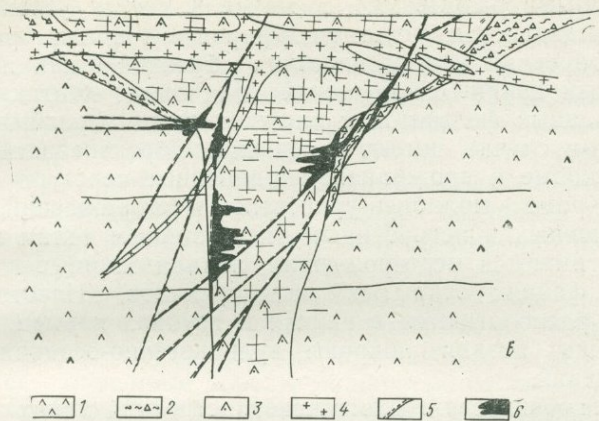
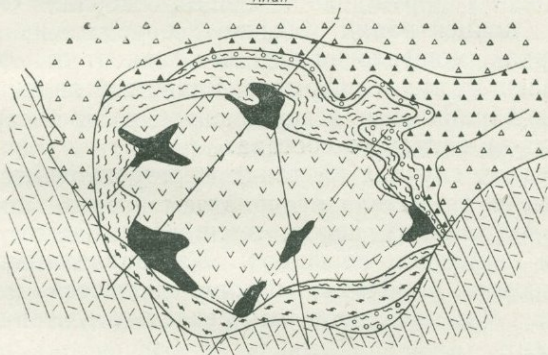


Рис. 27. Положение рудных тел молибден-урановых месторождений, локализованных в «открытых» neckах.

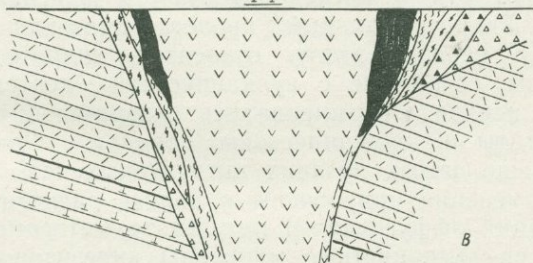
А — рудные тела в neckе фельзитов (а, б, в — разные гипсометрические уровни месторождения, по М. Я. Даре, 1966): 1 — покровы кислых эффузивов, 2 — фельзиты neckа, 3 — эруптивные брекчи, 4 — микрограниты, 5 — разрывы, 6 — рудные тела и обогащенные участки рудных тел. Б — рудные тела в neckе фельзитов под «экраном» дайки гранит-порфиров (разрез, по И. С. Модникову, 1970): 1 — разновидности покровных фельзит-порфиров; 2 — эруптивные брекчи фельзитов neckа; 3 — фельзиты neckа; 4 — гранит-порфиры; 5 — разрывы; 6 — рудные тела. В — рудные тела в neckе фельзитов (по И. С. Модникову, 1970): 1 — порфириты; 2 — эффузивно-пирокластические породы кислого состава; 3—6 — разновидности фельзитов neckа; 7 — туфобрекчи; 8 — эруптивные брекчи; 9 — разрывы; 10 — рудные тела



План



I-I



крупными разрывами), а также в местах усложненной флюиальности фельзит-порфиоров, в полях развития лавобрекчий и тектонических брекчий, как правило, вблизи крупных нарушений или около контактов экстрезивных фельзитов с окружающими породами. Руды в этом случае имеют в основном брекчиевидные, прожилковые и прожилково-вкрапленные текстуры.

Кроме молибден-урановых месторождений, приуроченных к погребенным экстрезивным телам фельзитов, имеются месторождения, локализованные в жерловых фациях открытых палеовулканов. Некоторые из них располагаются в неках и трубках взрыва, прорывающих поздние покровы вулканогенно-осадочных отложений.

Особенности геологического строения таких месторождений, а также морфология рудных тел показаны на рис. 27. Для подобных месторождений характерна тесная пространственная связь с вулканическими телами кислых пород, заполняющих жерла. Основные рудные концентрации обычно сосредоточиваются в штокверках, морфология которых зависит от форм рудовмещающих тел и разрывов. Главными являются прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды настуран-молибденит-галенитового состава.

В редких случаях на таких месторождениях пластообразные рудные тела располагаются среди покровных фаций эффузивных пород, вмещающих неки фельзитов или кварцевых порфиоров. Благоприятными рудовмещающими породами обычно являются лавобрекчи или туфы липаритов, пересекаемые тектоническими разрывами.

Состав руд и последовательность минералообразования. Гидротермальный процесс протекал в два этапа. К первому этапу относятся гидротермальные процессы, связанные с вулканической деятельностью. В этот период сформировались кварц-альбитовые метасоматиты по вулканическим породам. Они возникли раньше самых поздних интрузивных тел. Зоны такого изменения приурочены к полосе развития жерловых фаций эффузивов. В результате метасоматических процессов темноцветные минералы андезитов, дацитов, фельзитов и других пород были частично замещены хлоритом и магнетитом; калиевый полевой шпат слабо карбонатизирован, плагиоклаз серицитизирован, а ос-

новная масса пород слабо окварцевана, альбитизирована и местами серицитизирована. К этому же этапу относится биотитизация габбро-диабазов и гранодиоритов, а также грейзенизация гранитов, образованных на завершающем этапе вулканической деятельности.

Гидротермальный процесс на втором этапе, приведший к образованию промышленных молибден-урановых руд, происходил позднее, после внедрения всех магматических тел, в том числе и даек микродиоритов. Он протекал в четыре стадии (рис. 28).

В первую стадию сформировались прожилки, гнезда и вкрапленность кварц-турмалин-биотитового состава, а также зоны метасоматитов, отвечающих березитам. Наиболее измененные породы мощностью от нескольких сантиметров до 1,5—2 м установлены около тектонических швов.

Для березитов характерно зональное строение ореолов, в которых хорошо видна закономерная смена интенсивно березитизированных, существенно кварцевых пород, развитых в центральной части ореола, кварц-серицитовыми и затем кварц-серицит-полевошпатовыми или кварц-серицит-карбонатными слабоберезитизированными породами, развитыми во внешней зоне.

Прожилки и вкрапленность минералов рудной стадии сосредоточены в березитизированных фельзитах и вне ореола березитизации не встречаются. В рудную стадию образованы настуран, коффинит и уранинит, ассоциирующиеся с молибденитом, галенитом, халькопиритом, хлоритом и другими минералами. Наиболее типичными парагенетическими ассоциациями являются настуран (коффинит) с мелкочешуйчатым молибденитом (иордизитом), с фемолитом, галенитом, кварцем, серицитом и карбонатами. Характерные текстуры руд и взаимоотношения главных минералов показаны на рис. 29.

Жилы и прожилки карбонатов послерудной стадии пересекают скопления урановых минералов и сопутствующих им сульфидов, вызывая их частичное растворение и переотложение.

Указанная выше последовательность в развитии гидротермального процесса минералообразования подтверждается закономерным снижением температуры декрепитации минералов от стадии к стадии — от 400 до 190° С.

Минерал	Стадии минералообразования			
	Дорудные		Рудная	Пострудная
	Кварц-турмалин-диоптидовая	Кварц-серицитовая (дерезицитизация)	Молибденит-настурановая	Кварц-карбонатная
Кварц	■	■	■	■
Биотит	■			
Турмалин	■			
Рутил	■			
Серицит		■		■
Мусковит			■	
Хлорит		■		■
Альбит			■	
Лейкоксен		■		
Пирит			■	■
Линнеит				■
Кальцит			■	■
Арсенопирит			■	
Гидрослюда			■	
Марказит				■
Халькопирит				■
Блеклая руда			■	
Борнит			■	■
Окислы Мп			■	
Гематит			■	■
Гетит			■	
Коффинит			■	■
Настуран			■	
Уранинит			■	
Молибденит			■	

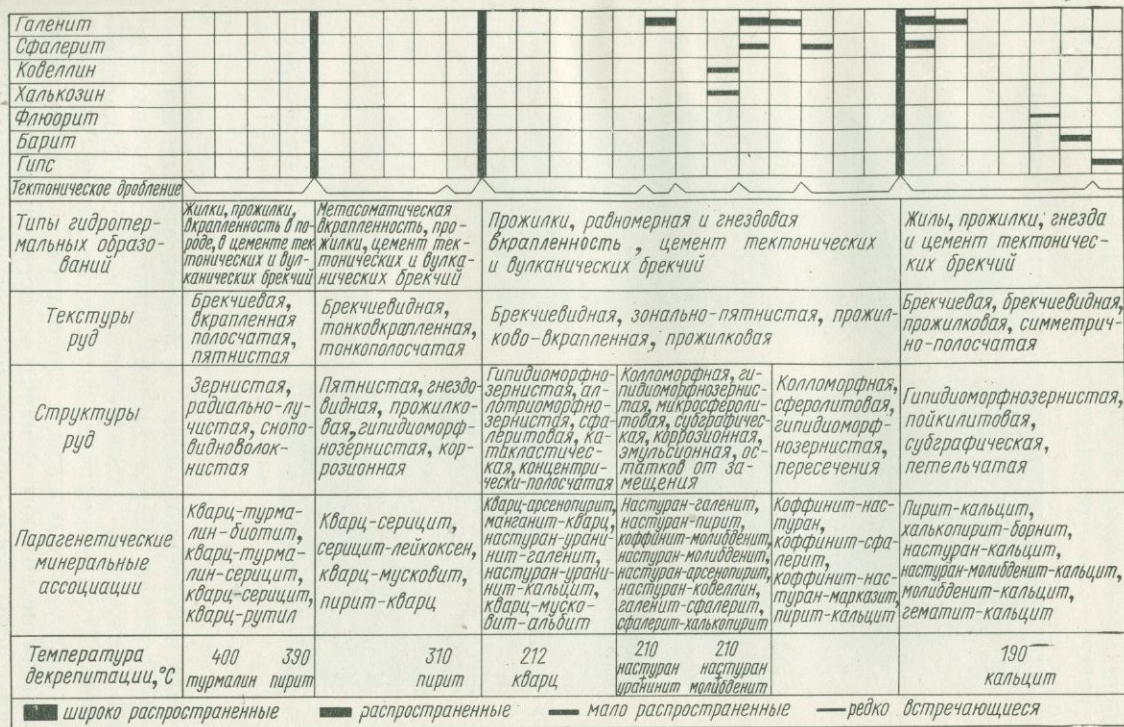


Рис. 28. Последовательность минералообразования на молибден-урановом месторождении (по И. М. Баюшкину, 1973)

Несколько иная геологическая ситуация характерна для месторождений, локализованных в куполовидных вулканах.



Рис. 29. Характерные текстуры и структуры молибден-урановых руд:

а, б — соответственно тонковкрапленные «пятнистые» и сетчато-прожилковые руды (фотоштурфов); *в* — совместные выделения настурана (1) и молибденита (2). Полир. шлиф. увел. 600

Геологическое положение и формы рудных тел. На рис. 30 показан разрез рудовмещающего куполовидного палеовулкана, для которого характерно зональное строение. Его центральная, внутренняя часть образована лавовыми покровами липаритов, возникшими в результате нескольких близких по времени извержений. Внешние зоны купола состоят из горизонтов, линз и прослоев эффузивно-пирокластического и осадочного материала.

Урановое оруденение встречается как во внутренней, так и во внешней зоне вулканического купола. Рудные тела локализируются в местах пересечения тектоническими разрывами «благоприятных» пород — игнимбритов и спекшихся туфов кварцевых порфиров, залегающих среди андезитов. Ярко выраженный лито-

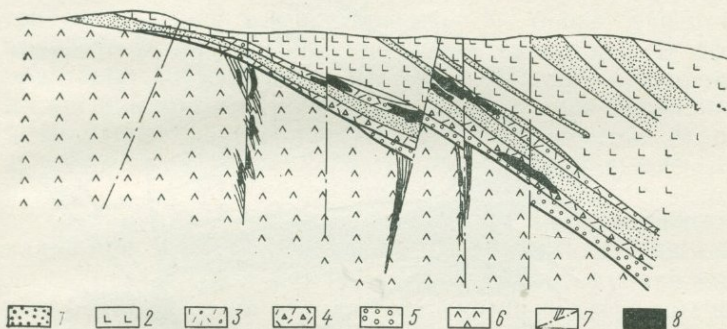


Рис. 30. Геологическое строение молибден-уранового месторождения, расположенного на склоне куполовидного вулкана (разрез, по Б. М. Сельцову, 1968):

1 — песчаники; 2 — андезиты; 3 — сферолитовые игнимбриты фельзитов; 4 — брекчиевидные игнимбриты фельзитов; 5 — конгломераты и песчаники; 6 — кластолавы и игнимбриты липаритов; 7 — разрывы; 8 — рудные тела

логический контроль оруденения в этом случае, по мнению большинства исследователей, связан с благоприятными механическими свойствами рудовмещающих пород и их составом.

Выделяются два типа рудных тел: во внутренней монолитной части купола, среди лавовых пород, располагаются жильные тела убогих руд, а среди слоистых пород внешней части купола — сложные по форме пластобразные рудные тела богатых прожилково-вкрапленных руд, сконцентрированные в горизонтах сферолитовых игнимбритов, литокластических туфов кислых пород. Положение этих тел и их морфология показаны на рис. 31.

Для рудовмещающего игнимбритового горизонта характерна четкая стратификация. Краевые части его сложены плотными туфами, а центральная — сферолитовыми игнимбритами. Нижний контакт горизонта

постепенный: от нижележащих песчаников через туффиты и пепловые туфы к игнимбрикам. В краевых частях горизонта породы имеют туфовую структуру,

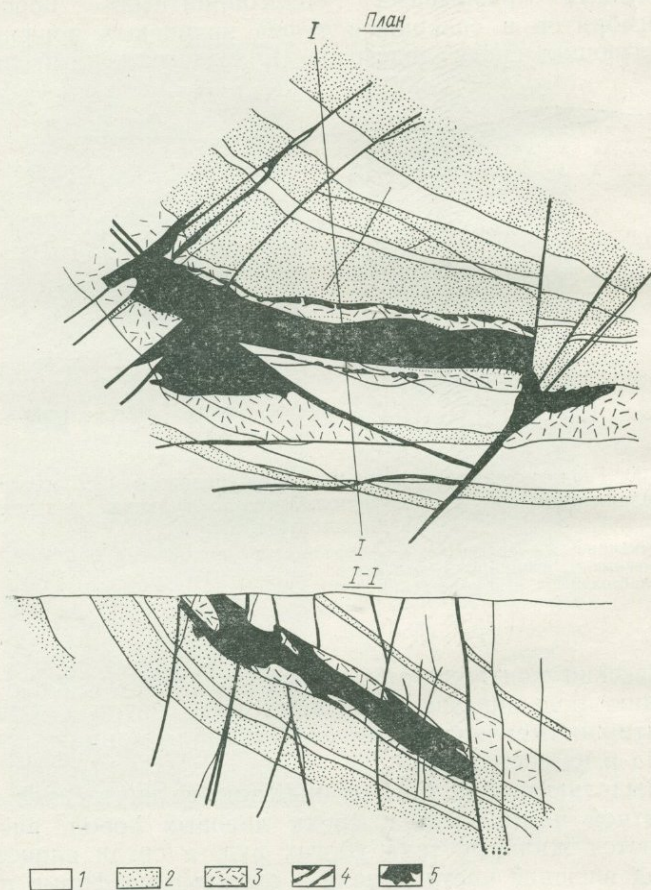


Рис. 31. Морфология молибден-урановых рудных тел, расположенных на склоне вулканического купола (по Н. П. Лаврову и др., 1966):

1 — андезиты и их туфы; 2 — песчаники; 3 — сферолитовые игнимбри-
ты фельзитов; 4 — разрывы; 5 — рудные тела и обогащенные участки

в центральных — псевдосферолитовую с частично перекристаллизованной, местами флюидаальной основной массой.

Богатые руды в этом горизонте располагаются в структурных ловушках в первую очередь на участках наиболее интенсивной трещиноватости: в тектонических блоках, заключенных между крупными разрывами, в лежачем и всячем боках пологих тектонических нарушений (см. рис. 26). При этом важную роль в их локализации играли резкие перегибы пласта игнимбри-тов по падению и простираению. К таким участкам приурочены наибольшие скопления настурана. В сфе-ролитовых игнимбритах, разбитых мелкими послойны-ми трещинами, настуран развивается в виде прожилков и заполняет внутренние «полости» сферолитов. В ре-зультате образуются характерные пятнисто-полосчатые руды.

Состав руд и последовательность минералообразо-вания. На месторождении гидротермальная деятель-ность протекала в два этапа. В первый, фумарольно-сульфатарный этап аргиллизации были подвержены все разности пород куполовидного вулкана. Наиболее интенсивно изменены высокопористые породы кислого состава — туфы, игнимбри-ты, вулканические брекчии липаритов и дацитов. Осадочные отложения, перекрывающие куполовидный палеовулкан, не затронуты подобным гидротермальным изменением, что указывает на разрыв во времени между площадной аргиллизацией пород и продуктивной гидротермальной деятельностью.

Процесс уранового рудообразования отделен от первого безрудного этапа гидротермальной деятельности значительным периодом времени (20—30 млн. лет). Гидротермальные изменения, связанные с формированием молибден-урановых руд, представлены березити-зацией пород. Урановые руды обычно образованы кварц-настурановым агрегатом с небольшим количе-ством пирита, молибденита, галенита и реже других сульфидов. Из нерудных минералов отмечаются сиде-рит и анкерит дорудной и рудной стадий, а также каль-цит послерудной стадии. Кварцевые и карбонатные прожилки дорудных и послерудных стадий распростра-нены незначительно.

Генезис месторождений. Для месторождений этого типа характерна локализация молибден-урановых руд непосредственно среди экструзивных тел кислого соста-ва или в тонких покровах над вулканическими купо-лами.

Месторождения этого типа образованы постмагматическими гидротермальными растворами в несколько стадий. Основным окolorудным изменением пород является предрудная березитизация, иногда с более поздней пиритизацией. Промышленные руды сформировались в одну молибденит-настурановую стадию, после которой были проявлены кварцевые, карбонатные или карбонат-баритовые жилы с убогой сульфидной минерализацией. Эти месторождения связаны со сложными вулкано-интрузивными континентальными комплексами пород. Они относятся к серии вулканогенных близповерхностных гидротермальных образований, источник рудного вещества которых имеет глубинное, но коровое происхождение.

Список литературы

- Баюшкин И. М., Власов Б. П., Воловикова И. М. и др. Уран-молибденовое оруденение в погребенном экструзивном куполе фельзитов. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968.
- Власов Б. П., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д. и др. Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. Под ред. А. Б. Каждана. М., Атомиздат, 1966, гл. II.
- Сельцов Б. М. Особенности локализации уран-молибденового оруденения в куполовидных вулканах. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968.

Контрольные вопросы

1. Назовите отличительные признаки молибден-урановых месторождений в некках и куполовидных палеовулканах.
2. Охарактеризуйте геологические условия образования молибден-урановых месторождений в некках и куполовидных палеовулканах.
3. Какие факторы геолого-структурного контроля характерны для рудных тел молибден-урановых месторождений в некках и куполовидных палеовулканах?
4. Охарактеризуйте гидротермальные продукты двух этапов, характерные для районов развития молибден-урановых месторождений в некках и вулканических куполах.
5. Каковы состав руд, последовательность минералообразования на молибден-урановых месторождениях в некках и куполовидных палеовулканах?
6. Каковы условия формирования и поисковые критерии молибден-урановых месторождений в некках и куполовидных вулканах?

Месторождения в субвулканических интрузивах кислых — субщелочных пород

Геологическое положение. Молибден-урановые месторождения, локализованные в субвулканических интрузивах кислых пород, располагаются в пределах вулканических депрессий. Рудовмещающие интрузивы обычно тяготеют к зонам линейных секущих разрывов и к кольцевым разломам кальдер. По данным Н. П. Лаврова и др. (1965), они располагаются, как правило, в самых поздних многофазных субвулканических интрузивах кислых пород. Промышленное оруденение подобного типа не встречается в ранних интрузивах, сложенных средними породами, и в кислых пирокластических отложениях кровли. Положение месторождений этого типа показано на рис. 32.

В рудоносных субвулканических интрузивах обычно устанавливается несколько возрастных групп пород. Наиболее ранними из них являются офировые липариты, с которыми связаны тела брекчий, располагающиеся в верхней части экструзивов. Позднее сформировались тела гранит-порфиров, которые пересекаются интрузивами граносиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. Для всей серии этих пород характерны текстуры и структуры, присущие приповерхностным интрузивным образованиям.

Урановое оруденение локализуется в корневых зонах субвулканических интрузивов, контролируемых разломами. Рудные тела обычно имеют штокверковую форму и располагаются в липаритах, кластолавах, лавобрекчиях и граносиенитах, имеющих высокую прочность на сжатие, высокий модуль упругости, низкую эффективную пористость и сравнительно низкий коэффициент Пуассона. Такие породы, залегающие среди вулканогенно-осадочных отложений, подвергались наибольшему дроблению. По-видимому, поэтому в них и локализуются рудные тела, форма и размеры которых часто зависят от морфологии рудовмещающих интрузивов и пересекающих их разрывов.

В качестве примера ниже рассмотрено штокверковое месторождение, локализованное в сложном интрузивном теле, приуроченном к зоне крупного долгоживущего разлома.

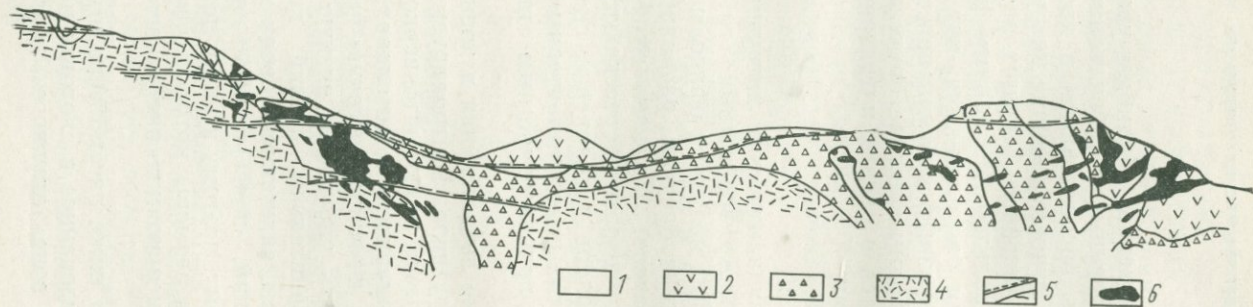


Рис. 32. Геологическое положение месторождений, локализующихся в субвулканических интрузивах (разрез, по Н. П. Лаверову, 1966):

1 — гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры; 3 — туфолавы и лавобрекчи кварцевых порфиров; 4 — лавы, туфы липаритов, дацитов и туфогенные песчаники; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудные тела

Структура рудных тел и их морфология. Самыми ранними в рудовмещающем интрузиве являются кластолавы и лавобрекчии липаритов; затем сформировались кварцевые порфиры и завершили образование интрузива граносиенит-порфиры. В целом эти породы образуют сложное межформационное грибообразное тело, корневая часть которого имеет форму дайки и располагается в покровах андезитов. Верхняя, полого-залегающая часть интрузива располагается под туфами, над покровом андезитов и примерно на треть сложена из пород указанных разновидностей, а нижняя — почти целиком состоит из граносиенит-порфиров (рис. 33).

В пологой части интрузива подавляющая часть трещин отдельности простирается согласно с общим направлением его длинной оси и ориентирована почти под прямым углом относительно контактов. На глубине, где интрузив имеет форму полого склоняющейся дайки, трещины отдельности простираются почти вкрест ее, падают навстречу склонению под углами $45-60^\circ$. Расположение и густота трещин отдельности, зависящие от морфологических особенностей интрузива, сыграли важную роль в распределении оруденения в пределах интрузивного тела, предопределили форму рудного штокверка и его внутреннее строение.

Распределение урана в рудоносном штокверке неравномерное: обогащенные участки приурочены к местам с повышенной трещиноватостью пород, чаще всего возникающей в клиньях между сходящимися разрывами. Наиболее крупные обогащенные участки располагаются над пологими нарушениями и реже под ними.

Таким образом, для рудных штокверков в сложных интрузивах характерно закономерное изменение морфологии по вертикали, а также существенное изменение структуры с глубиной, связанное с изменением формы рудовмещающих интрузивов и их трещинной структуры, возникшей еще в период застывания пород и подновленной позднее, в период рудообразования.

Кроме охарактеризованного рудного штокверка, имеющего крупные размеры и сложную форму, в субвулканических интрузивах встречаются жилообразные тела штокверкового строения, приуроченные к линейным зонам дробления. Рудные тела этого типа обычно приурочены к контактам пород, соответствующим различ-

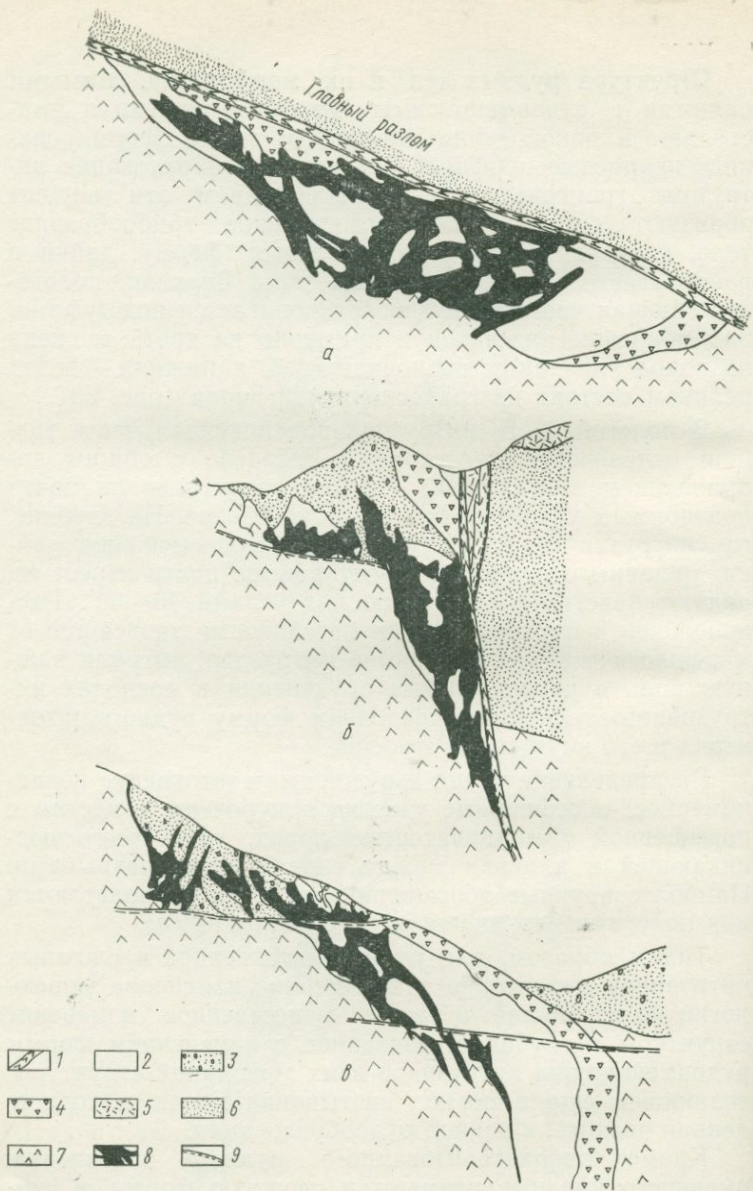


Рис. 33. Положение штоков руд молибден-урановых в сложном субвулканическом интрузиве (по Н. П. Лаверову, 1966):
а — план; *б* — разрез; *в* — вертикальная проекция; 1 — лампрофиры; 2 — граносиенит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — кластолавы и лавобрекчии липаритов; 5 — пепловые туфы; 6 — туфогенные песчаники; 7 — андезиты и их туфы; 8 — рудные тела; 9 — тектонические разрывы

ным фазам интрузии, и локализируются в зонах крупных тектонических разрывов.

На рис. 34 показан рудный штокверк, локализованный в контактовых зонах тел граносиенит-порфиров и липаритов. Он контролируется серией тектонических швов, сопровождающихся дайками диабазов. Большин-

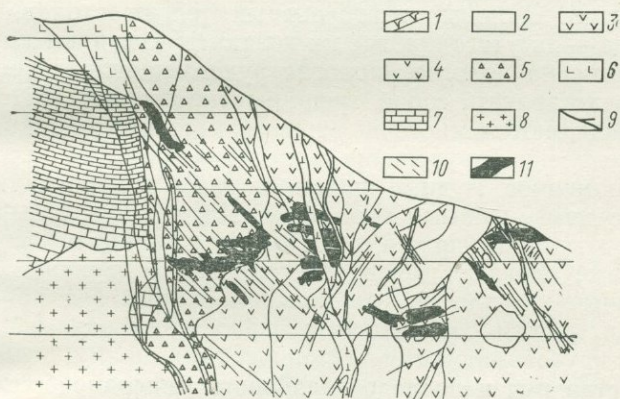


Рис. 34. Геологический разрез молибден-уранового месторождения, образованного сложными трещинно-жильными рудными телами (разрез, по Н. П. Лавёрову, 1973):

1 — дайки диабазов; 2 — граносиенит-порфиры и гранит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — фельзитовидные кварцевые порфиры; 5 — кластические кварцевые порфиры; 6 — покровы андезитов; 7 — известняки; 8 — гранитоиды основания; 9 — крупные разрывы; 10 — мелкие трещины; 11 — рудные тела

ство рудных тел размещается в пологопадающих контактовых системах трещин, в блоках между крупными крутопадающими тектоническими швами. Подавляющая часть руд сосредоточена в эндоконтакте тел граносиенит-порфиров и липаритовых кластолов.

Рудовмещающие нарушения представляют собой зоны дробления, следующие вдоль контактов интрузива и повторяющие все их изгибы и неровности. Настуран, карбонаты, сульфиды Mo, Pb и Zn образуют мелкие прожилки и гнезда в местах изгиба, пересечения или расщепления трещин. С глубиной линейные пологопадающие штокверки сменяются трещинными жильными зонами, а затем и жилами, которые в «придонной» ча-

сти локколитов соединяются с пологопадающими залежами руд. Богатые руды нередко располагаются в висячем или лежащем боку даек диабазов, которые служат своеобразным экраном, ограничивая распространение оруденения на флангах.

Отдельную группу составляют пологопадающие рудные тела. В плане эти рудные тела располагаются по периферии сложных экстрезивных тел кластолов, а в разрезе — на участках, где их контакты изменяют крутое залегание на пологое. Пологие рудовмещающие трещины представляют собой трещины скалывания, которые сопровождаются многочисленными мелкими трещинами. Распределение оруденения в пологих залежах крайне неравномерное. Рудные прожилки здесь приурочиваются к коротким «слепым» трещинам. Настуран и сульфиды образуют тонкие прожилки и вместе с серицитом и карбонатами слагают цемент тектонических брекчий. Обогащенные участки внутри пологих рудных тел приурочены к местам сочленения и пересечения пологих трещин с крутопадающими тектоническими швами.

Состав руд и последовательность минералообразования. Для большинства рудных тел характерны прожилковые, прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры руд. Реже встречаются вкрапленные руды. Главную роль в их составе играют настуран, молибденит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, анкерит, кальцит, кварц и хлорит, отложенные в несколько стадий постмагматического гидротермального процесса. В первую стадию происходила березитизация вмещающих пород, отложение анкерита и сульфидов, во вторую — формирование настурановых руд, а в третью и четвертую, порудную, — отложение кварца и кальцита. Последовательность минералообразования показана на рис. 35.

Березитизация захватывает все, даже самые молодые интрузивные породы. Часто интенсивно березитизированные участки пород выходят за пределы полей развития рудоносных прожилков.

Длина прожилков и жил анкерит-сульфидной стадии достигает 20—30 м при мощности до 5—10 см. Из рудных минералов в них преобладают сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит и пирротин. По зальбандам жил и прожилков наблюдаются оторочки кварца, а центральные части их заполнены анкеритом, доломитом и хлоритом. В породах кислого и среднего состава эти про-

жилки сопровождаются новообразованными агрегатами кварца, серицита, карбонатов, хлорита и рудных минералов.

Для рудной стадии характерно несколько парагенетических ассоциаций минералов. Наиболее ранней из

Минерал	Стадии минералообразования			
	кварц-анкерит-сульфидная	Молибденит-настурановая	кварц-флюорит-кальцитовая	кварц-диккитовая
Гематит	■			
Пирит	■			
Арсенопирит	■			
Пирротин	■			
Сфалерит	■			
Галенит	■			
Халькопирит	■			
Блеклая руда	■			
Настуран		■		
Молибденит		■		
бурнонит		■		
Пираргирит				■
Кинобарь				■
Марказит				■
Кварц	■		■	■
Сидерит			■	
Анкерит		■		
Хлорит			■	
Серицит	■			
Кальцит			■	■
барит			■	
Флюорит			■	
Адуляр				
Гидрослюды	■			
Диккиит				■

Рис. 35. Последовательность минералообразования на молибденурановом месторождении (по И. В. Мельникову, 1966)

них является молибденит (иордизит)-настурановая ассоциация (кварц, настуран, молибденит, серицит). Второй по времени выделения является сульфидно-настурановая ассоциация (настуран, блеклая руда, галенит) и последней — карбонат-настурановая (настуран, хлорит, кальцит).

Характерные текстуры, структуры руд, формы выделения рудных минералов показаны на рис. 36.

Настуран первой генерации имеет сложные взаимоотношения с молибденитом. Чаще всего эти минералы слагают совместные агрегаты, в которых под микроскопом видно чередование полос криптокристаллического

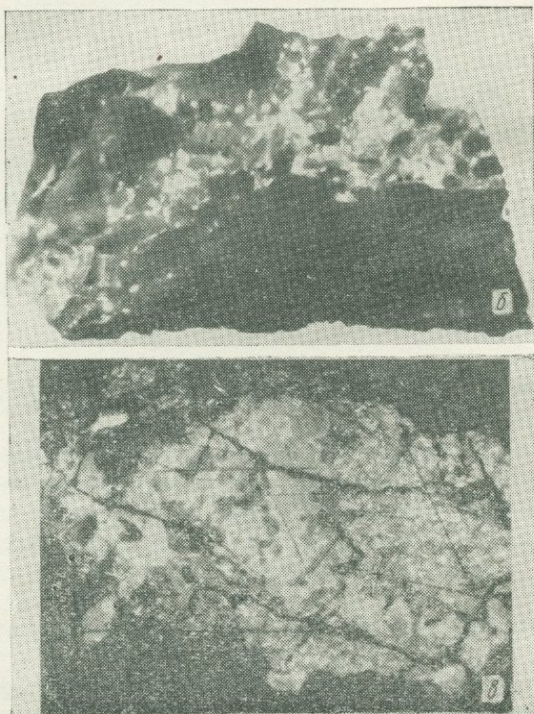
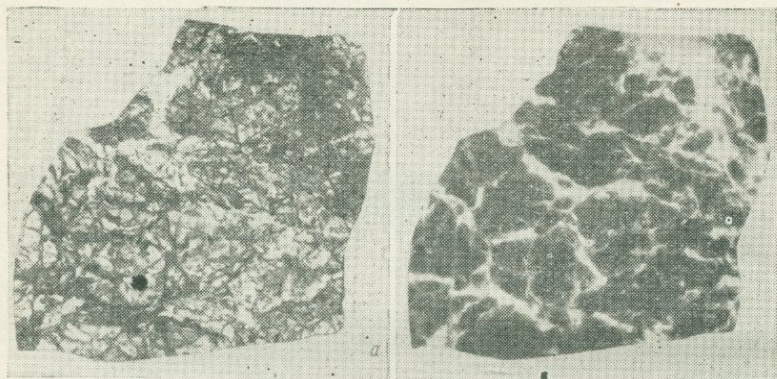


Рис. 36. Текстуры и структуры молибден-урановых руд:
a — прожилково-вкрапленные руды (фото штуфа и радиография штуфа);
б — брекчиевые руды (радиография); *в* — совместные агрегаты настурана,
 молибденита и галенита (полир, шлиф, увел. 340)

молибденита и настурана, а также вкрапленность настурана и молибденита. Иногда фиксируются спутанно-волоконистые агрегаты, в которых настуран слагает волосовидные образования, а тонкокристаллический молибденит заполняет пространство между ними.

Для настурана второй генерации характерно выделение относительно крупных (до 1 мм) коркообразных сферических сростков, а наиболее поздний настуран третьей генерации образует изолированные очень мелкие выделения (0,003—0,005 мм) в тесном сростании с галенитом и сфалеритом.

Молибденит, ассоциирующийся с настураном и слагающий до 50—60% объема жильной массы рудных прожилков, образует две разновидности. Первая из них — кристолитический молибденит — часто диагностируется как иордизит. Вторая разновидность — обычный молибденит — образует отдельные чешуйки размером до 0,005 мм.

Галенит также часто встречается в парагенетической ассоциации с настураном. Он образует дендритовидные формы в настуране, «покрывает» сферолиты настурана, выделяется в виде микропрожилков в трещинах усыхания.

Сфалерит типа клейофана вместе с кальцитом и галенитом заполняет мельчайшие трещины в настуране и слабо корродирует его.

Из жильных минералов преобладает хлорит, который на нижних горизонтах и в эффузивах среднего состава занимает до 50% объема жильной массы. Кроме хлорита в урановых прожилках отмечаются кварц, кальцит и серицит, ассоциирующиеся с настураном.

В пространственном размещении настурановых минеральных ассоциаций наблюдается определенная закономерность. Наиболее ранняя (настуран-молибденитовая) парагенетическая ассоциация встречается лишь вблизи крупных разрывов и на нижних горизонтах штокверка. Более поздние настуран-сульфидные и настуран-кальцитовые парагенетические ассоциации распространены гораздо шире.

Жилы и прожилки кварц-кальцитовой стадии сложены кальцитом, баритом, флюоритом, кварцем, среди которых встречаются галенит, клейофан, пирит, халькопирит, реже гематит, магнетит, марказит, киноварь и пираргирит. Минеральный состав этих жил и прожилков

изменяется по простиранию и падению. По мере приближения к крупным разрывам увеличивается количество барита и кальцита, исчезают хлорит, халькопирит, пирит и сфалерит. По падению в составе жил уменьшается количество барита и флюорита и возрастает количество кварца и хлорита.

При пересечении пострудными прожилками рудных скоплений настуран и молибденит интенсивно замещаются флюоритом и кальцитом. При этом в кварце, кальците и флюорите появляются мельчайшие округлые выделения регенерированного настурана и лучистые сферолиты переотложенного молибденита.

Ореолы, сопровождающие прожилки настурана в кислых породах, обычно состоят из двух зон — внутренней и внешней.

Мощность внутренней зоны колеблется от 1 до 3 см и зависит от мощности настуранового прожилка. Породы здесь окрашены в темно-вишневый цвет; интенсивность окраски уменьшается по мере удаления от прожилка. В этой зоне отмечается альбитизация калишпата основной массы и серицитизация плагиоклаза; некоторые вкрапленники калишпата замещены пелитом и кальцитом, содержат чешуйки гематита; по вкрапленникам плагиоклаза развивается серицит, который в свою очередь замещается кальцитом.

Во внешней зоне, имеющей мощность 20—50 см, наблюдается замещение вкрапленников калишпата карбонатом и шахматным альбитом, его слабая пелитизация; темноцветные минералы обычно хлоритизированы, а плагиоклаз серицитизирован. Сфен замещается лейкоксеном.

Вертикальная зональность в строении ореола околожилых изменений заключается в том, что в верхних частях рудных тел около настурановых прожилков широко развит метасоматический кальцит, в средних частях рудных тел проявляется карбонат-хлоритовое и в нижних частях — хлоритовое изменение пород (И. В. Мельников, 1966).

Изменение химического состава рудовмещающих пород около настуран-молибденитовых прожилков и зональное размещение метасоматических минералов показывают, что их отложение сопровождалось частичным выносом из пород щелочей, щелочных земель и привносом кремнезема. Образование сульфидно-настурановой

и кальцит-настурановой ассоциаций происходило на фоне выноса из пород кремнезема и привноса в них щелочей, щелочных земель и углекислоты.

Данные по декрипитации минералов и гомогенизации включений в них, полученные Е. И. Котовым (1970), показали, что минералы, возникшие в каждую стадию, были образованы в узком температурном интервале. Так, минералы первых двух стадий — березитизации и кварц-сульфидной — отлагались при температуре 270—230°С, минералы настурановой стадии — при 210—190°С и минералы пострудных стадий — при 180—140 и 110—90°С.

В рудоносных зонах наблюдается следующая пульсационная зональность: в нижних частях зон преимущественно развивались минералы ранних, высокотемпературных стадий, в верхних частях проявились минеральные ассоциации поздних, низкотемпературных стадий.

Генезис месторождений. Рудоносными являются многофазные субвулканические интрузивы кислых пород, близкие по возрасту к оруденению, внедрившиеся вдоль долгоживущих кольцевых или секущих разломов вулканических кальдер.

Верхняя граница оруденения определяется положением кровли рудовмещающих интрузивов. Формирование верхних частей рудных тел происходило на глубине 600—1500 м при размахе оруденения до 1000—1500 м.

Рудоотложение происходило из постмагматических гидротермальных растворов, имевших температуру 270—90°С. В этом процессе выделяется дорудное метасоматическое изменение пород — березитизация, отложение прожилково-вкрапленных уран-сульфидных руд и пострудные кварц-карбонат-барит-флюоритовые жилы и прожилки. В пространственном распределении минеральных ассоциаций разных стадий проявляется вертикальная и горизонтальная зональность. Минеральные образования ранних стадий развиваются на нижних горизонтах и в средних частях зон. Поздние минеральные ассоциации локализуются на флангах зон и в их верхних частях.

Оруденение связано с кислым магматизмом: источник урана и сопутствующих компонентов — вероятнее всего, магматогенный внутрикоровой.

Список литературы

- Власов Б. П., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д. и др. Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. Под ред. А. Б. Каждана. М., Атомиздат, 1966, гл. II.
- Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, гл. VI.
- Лаверов Н. П., Запорожец А. А., Рыбалов Б. Л. Геологические структуры месторождений урана, локализованных в субвулканических интрузивах кислых пород. — «Геол. рудн. местор.» 1966, № 6.

Контрольные вопросы

1. Назовите отличительные особенности молибден-урановых месторождений в субвулканических интрузивах.
2. Охарактеризуйте положение, структуру и зональность молибден-урановых месторождений, приуроченных к субвулканическим интрузивам.
3. Назовите основные геолого-структурные факторы, контролирующие локализацию молибден-урановых месторождений в субвулканических интрузивах.
4. Каковы минеральный состав руд и стадийность гидротермального процесса на молибден-урановых месторождениях в субвулканических интрузивах?
5. Опишите гидротермально-измененные породы, зональность в пространственном размещении минеральных ассоциаций молибден-урановых месторождений в субвулканических интрузивах.
6. Каковы условия образования молибден-урановых месторождений в субвулканических интрузивах, основные критерии их поисков?

§ 2. Свинцово-урановые месторождения

Месторождения свинецсодержащих урановых руд А. Б. Каждан и Н. П. Лаверов (1966) отнесли к трещино-жильным месторождениям. Такие месторождения установлены в покровах кислых пород, заполняющих наложенные депрессии, возникшие на сводах жестких поднятий в период интенсивной вулканической деятельности, связанной с орогенным этапом развития складчатых областей.

Геологическое положение. Одно из хорошо изученных месторождений этого типа располагается среди пологозалегающих вулканогенно-осадочных отложений кальдерной депрессии, возникшей на жестком гранитоидном основании. Среди пород депрессии развиты преимущественно кислые эффузивы, отделенные от выступов фун-

дамента кольцевыми и дугowymi сбросами. Почти на всем их протяжении сбросы вмещают корневые части экструзивных куполов и дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров, фельзитов и диабазов.

Общая мощность вулканогенных отложений в депрессии не превышает 1000 м. Разрез вулканогенной толщи начинается с эффузивно-пирокластических пород андезитового состава и заканчивается кислыми породами, среди которых выделяются туфогенно-осадочные сложения, пирокластические толщи, лавовые покровы, послонные инъекции липаритов и экструзивные тела.

В пределах депрессии широко развиты тектонические нарушения — крупные разломы и мелкие трещинные зоны, вмещающие оруденение. Среди наиболее крупных разломов выделяются прямолинейные и кольцевые сквозные и скрытые разломы, которые были заложены до формирования вулканогенных отложений и существенно подновлены позднее. Они играли важную роль в истории формирования депрессии. На первых этапах развития эти разломы контролировали размещение вулканических отложений и субвулканических интрузивов, некков и жерловых фаций эффузивов, а на заключительном этапе вдоль них внедрились поздние дайки и сформировались урановые руды.

Кольцевые и дуговые разломы представляют собой сбросы, заложённые в период вулканической деятельности. В современном виде они «оформились» на заключительной кальдерной стадии вулканизма, но их отдельные фрагменты совпадают с прямолинейными разломами фундамента, заложёнными ранее. Кольцевые разломы определяют контуры рудного поля.

Крутопадающие сквозные линейные разломы имеют протяженность в десятки километров. Они представлены ярко выраженными тектоническими швами, пересекающими не только породы фундамента, но и эффузивно-пирокластические отложения депрессии. Эти разломы часто вмещают экструзивы и дайки средних и кислых пород, образующие протяженные пояса, контролируют размещение фаций вулканических пород, а также определяют положение гидротермальных флюоритовых и барит-галенитовых тел, близких по возрасту к урановому оруденению.

Урановая минерализация в зонах таких разломов практически отсутствует.

Скрытые прямолинейные разломы плохо проявлены в отложениях депрессии, но прослеживаются в фундаменте далеко за ее пределами. В эффузивно-пирокластических отложениях они представлены зонами повышенной трещиноватости, а в фундаменте заполнены поясами «слепых» даек кислых пород, сопровождаемых тектоническими швами. В эффузивах вдоль них вытянуты прерывистые зоны гидротермального изменения пород, жилы и прожилки галенита, карбонатов, флюорита, пирита и настурана.

Кроме крупных крутопадающих разломов в рудном поле установлены пологие послонные разрывы, развитые вдоль контактов разновозрастных вулканогенных толщ, преимущественно вблизи некков. Нередко эти нарушения ограничивают распространение субвулканических тел по восстанию, контролируют положение силлов липаритов.

Продуктивная гидротермальная деятельность в депрессии была проявлена сразу же после завершения вулканических извержений и внедрения даек диабазов. Кроме урановых руд тел в ней обнаружены месторождения флюорита, широко развит галенит. Зоны галенитовых вкрапленников сопровождают часто урановые рудные тела. Концентрации свинца в некоторых случаях имеют промышленное значение.

Морфология и структура рудных тел. Основное промышленное урановое оруденение приурочено к скрытым разломам, которые в эффузивно-пирокластических породах представлены зонами повышенной трещиноватости. Положение рудных тел показано на рис. 37.

Рудные тела имеют форму жил, линейных штокверков и послонных залежей. Они располагаются преимущественно в высокопористых вулканогенных породах. Рудовмещающими являются пепловые туфы, туфобрекчии и кластолавы липаритов, имеющие высокую истинную и эффективную пористость (более 10%), большую проницаемость (выше 0,05 мд), пониженную плотность и прочность на разрыв. Плотные и высокопрочные липариты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры (слагающие покровы и дайки), имеющие низкую пористость и высокую прочность на сжатие, обычно не содержат оруденение и являются как бы экранами, вблизи которых отмечаются наиболее богатые руды.

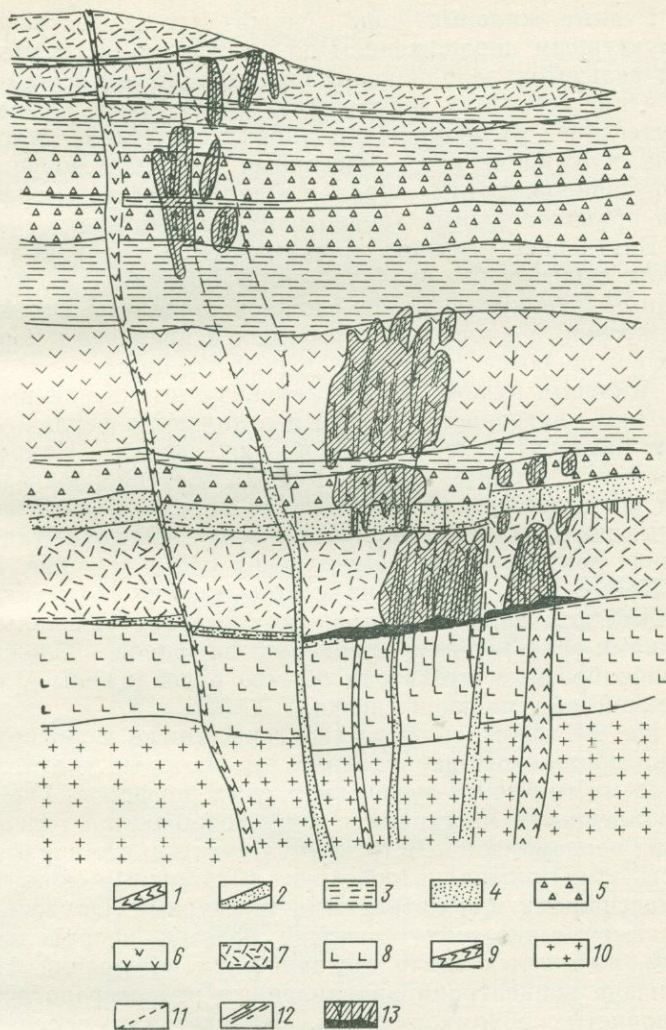


Рис. 37. Геологическое строение свинцово-уранового месторождения (поперечный разрез, по Н. П. Лаврову, 1973):

1 — дайки кварцевых порфиров; 2 — дайки фельзитов; 3 — туфиты, туфопесчаники, агломераты; 4 — игнимбриты липаритового состава и лавовые покровы кварцевых порфиров; 5 — туфобрекчи липаритов; 6 — кристаллокластические туфы кварцевых порфиров; 7 — туфы кварцевых порфиров; 8 — лаваагломераты андезитов; 9 — дайки гранодиорит-порфиров и андезитов; 10 — граниты; 11 — тектонические швы; 12 — настурановые жилы и прожилки; 13 — рудные тела (жилные, штокверковые и «пластовые» залежи).

Рудные жильные зоны служат непосредственным структурным продолжением по восстанию экструзивных тел фельзитов, заполняющих скрытый разлом фундамента. Они состоят из серии вертикальных жил. Основное оруденение размещается в пирокластических отложениях, в то время как в массивных сферолит-порфирах, эффузивно-осадочных породах и дацитовых агломератах, как правило, рудные концентрации отсутствуют.

Внутреннее строение жильных зон в различных породах существенно различается. В брекчиях и туфах рудные трещины образуют сложнопостроенные линейные штокверки, а в сферолит-порфирах и кварцевых порфирах сохраняются единичные рудные трещины.

Жильные рудные тела и линейные штокверки имеют сложное внутреннее строение и отличаются неравномерным распределением уранового оруденения. Наиболее богатые и мощные участки рудных тел располагаются под покрывкой «неблагоприятных пород», в «благоприятных породах». Обогащенные участки обычно вытянуты в виде лент вдоль рудовмещающих слоев (см. рис. 37).

Кроме жильных тел на месторождении отмечаются рудные штокверки, пространственно тесно связанные с некками фельзитов и кварцевых порфиров. Сложные столбообразные штокверки обычно расположены в теле брекчий, обрамляющих некки.

На месторождении установлены также пологие залежи прожилково-вкрапленных руд, которые тяготеют к нижнему горизонту туфов кварцевых порфиров. Густота вкрапленности настурана и сопровождающего галенита в них неравномерна. Встречаются участки, где вкрапленность этих минералов переходит в сплошные скопления с массивными или пятнистыми текстурами. Оруденелые участки обычно имеют в плане форму неправильных линз, вытянутых вдоль тектонических нарушений. Наибольшие концентрации вкрапленных руд сосредоточены в пористых обломках туфов, где настуран, галенит и молибденит локализируются в мелких трещинах.

Наиболее благоприятны для рудоотложения породы, измененные в результате воздействия на них фумарольных процессов. Пористость и проницаемость эффузивно-пирокластических пород в результате этих изменений обычно возрастают, в них появляются новообразованные минералы. Этим объясняется преимущественная локализация оруденения в интенсивно осветленных ту-

фах, туфобрекчиях, эруптивных брекчиях и некоторых разностях кварцевых порфиров.

Рудные тела месторождения имеют широкие эндогенные ореолы рассеяния урана и его спутников, в первую очередь свинца. Высокие концентрации свинца установлены не только около рудных тел, но и в надрудной части месторождения, что в совокупности с другими благоприятными факторами может использоваться при поисках скрытых рудных тел этого типа.

Состав руд и последовательность минералообразования. Кроме ранней фумарольной аргиллизации на месторождении установлены постмагматические гидротермальные образования, принадлежащие трем стадиям. Последовательность минералообразования показана на рис. 38.

К первой стадии относятся окolorудные изменения пород, обычно проявленные около тектонических нарушений, позднее заполненных урановорудными жилами и

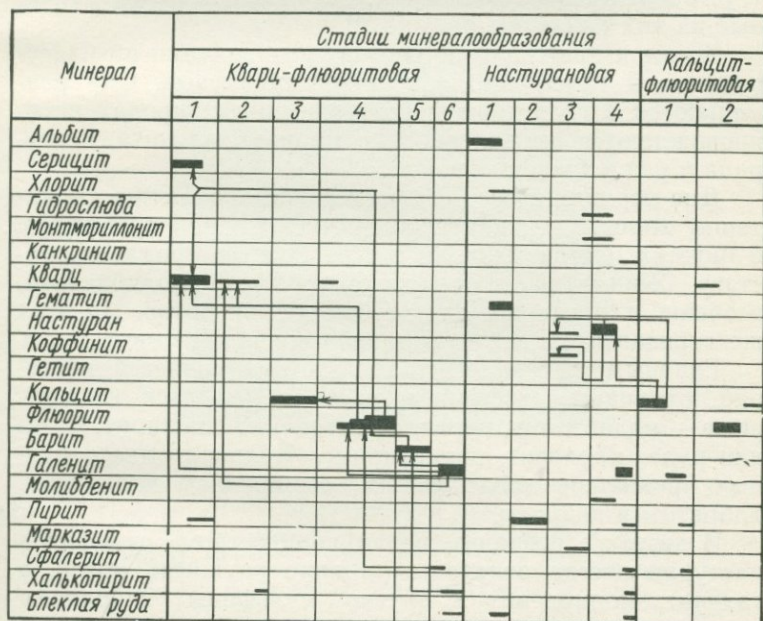


Рис. 38. Последовательность минералообразования на свинцово-урановом месторождении (по В. Л. Барсукову и Н. П. Лаверову, 1973)

прожилками. Гидротермальное предрудное изменение представлено окварцеванием и альбитизацией вмещающих пород.

Ширина дорудного ореола изменений зависит от физико-механических свойств вмещающих пород и, в частности, от их пористости и проницаемости. В плотных породах с низкой эффективной пористостью (от 0,2 до 4%) мощность ореола изменения составляет несколько метров (иногда сантиметры). В пирокластических породах, подвергнутых сульфатарно-фумарольной аргиллизации, эффективная пористость может достигать 20—25% и ширина ореола околожильной альбитизации достигает 100 м и более.

Во вторую, рудную стадию сформировались жилы, прожилки и вкрапленность урановых минералов. В зависимости от характера вмещающих пород и сочетания тектонических разрывов руды чаще всего имеют брекчиевидные, прожилковые, вкрапленные, редко массивные (густовкрапленные) текстуры. Наиболее распространенные из них показаны на рис. 39.

Жилы и прожилки по составу разделяются на настурановые и галенит-молибденит-настурановые. Они размещаются в гидротермально измененных породах и сопровождаются вкрапленностью пирита, галенита, настурана и реже других минералов.

Для верхних и средних частей месторождения характерны жилы с незначительным содержанием сульфидов, в нижних частях их доля в жильном материале возрастает. Жилы, в составе которых много молибденита, особенно характерны для глубоких горизонтов. На этих же горизонтах развиты вкрапленные галенитовые руды.

Главным минералом урановых руд является настуран, отмечается коффинит, часто встречается галенит, реже — молибденит, пирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, марказит, пираргирит. Жильная масса рудных прожилков представлена серицитом, кальцитом, хлоритом и кварцем.

В жилах с незначительным количеством сульфидов настуран всегда отлагается в виде крупных почек, а галенит, молибденит и другие сульфиды заполняют межпочечное пространство или трещинки в настуране. В жилах и прожилках с большим количеством сульфидов чаще встречаются тесные взаимопрорастания галенита с настураном (см. рис. 39, а).

Выделяют две генерации настурана. Настуран первой генерации образует округлые каплевидные агрегаты размером 1—2 мм, отложенные вместе с галенитом, сфа-



Рис. 39. Характерные текстуры и структуры свинцово-урановых руд:

a — формы выделения настурана (1) и галенита (2) в рудных прожилках (увел. 200); *b* — радиография брекчиевидных и вкрапленных настурановых руд в мелкообломочном туфе липаритов

леритом, блеклой рудой и пираргиритом. Настуран второй генерации представлен корочками (ширина до 2 мм) колломорфных агрегатов, развитых вокруг обломков

пород и минералов, а также прожилками и почковидными агрегатами. Настуран второй генерации иногда содержит мельчайшие включения галенита и молибденита, который обычно представлен скрытокристаллической разновидностью.

В третью стадию образованы карбонатные, флюорит-баритовые и сульфидные жилы и прожилки. В кальците этих прожилков установлен настуран, образованный, вероятно, в результате растворения и переотложения ранних окислов урана. Этот регенерированный настуран обладает пониженной отражательной способностью и не имеет характерных признаков колломорфно-зонального строения.

Галенит является наиболее распространенным после настурана минералом рудных жил, слагает 5—10% всей жильной массы, формируется раньше настурана, вместе с ним и после него, образуя широкие зоны рудных вкрапленников.

Молибденит, как правило, макроскопически неразличим, встречается только в рудных жилах и прожилках, с глубиной его количества возрастает, достигая 70—80% всей рудной массы жилы. Большая часть его представлена микрочешуйчатыми агрегатами, размер отдельных чешуек в которых не превышает тысячных долей миллиметра. Молибденит образует сплошные массы или концентрически-зональные каемки вокруг почек настурана; он отлагался вместе с настураном или после него, но раньше галенита.

С формированием настурановой минерализации связаны характерные изменения пород. Обычно около каждого рудного прожилка или жилы эти изменения легко устанавливаются макроскопически. Ширина ореолов изменения достигает 1 м. Во внутренней зоне, имеющей мощность несколько сантиметров, развиваются хлорит и карбонат, а также вкрапленники настурана, галенита и молибденита. В средней части хорошо проявлена зона аргиллизации, ширина которой зависит от проницаемости пород. В самой широкой внешней зоне — зоне покраснения — наблюдается обильная вкрапленность гематита.

Структура ореола околожилльных изменений неодинакова на разных гипсометрических уровнях месторождения. Наибольшее число зон характерно для нижних частей месторождения. На верхних горизонтах около

рудных прожилков проявлено лишь специфическое покраснение. Для месторождений этого типа установлено закономерное падение интенсивности рудообразующего процесса по мере перемещения растворов от основания депрессии к поверхности.

Условия образования. Рассмотренное месторождение относится к классу гидротермальных вулканогенных месторождений, образованных в близповерхностных условиях (200—300 м) из растворов при низких и средних температурах (170—180°С). Рудовмещающими являются зоны трещиноватости в породах депрессии, над крупными разрывами фундамента. Вертикальный размах оруденения достигает 500—700 м.

Наиболее благоприятны для концентрации урана горизонты эффузивно-пирокластических пород кислого состава, претерпевшие дорудное гидротермальное изменение, отличающиеся повышенной эффективной пористостью и относительно низкой прочностью на разрыв.

Рудовмещающие структуры трещинных зон сочетаются с отчетливым литологическим контролем оруденения. При этом наиболее благоприятными породами являются игнимбриты, туфы, брекчии и кластолавы липаритов. Массивные фельзиты, дациты и липариты, как правило, менее благоприятны для рудоотложения — они играют роль экранов для рудоносных растворов.

Гидротермальная деятельность была интенсивной. На первом этапе с ней связаны фумарольно-сульфатарные, а на втором — гидротермальные рудообразующие процессы. Пространственная приуроченность свинцово-урановых руд к эффузивно-пирокластическим образованиям объясняется благоприятными структурными условиями, унаследованностью путей движения магматических расплавов и гидротермальных растворов, единством их корового магматического источника.

Список литературы

- Барсуков В. Л., Гладышев Г. Д., Козырев В. Н. и др. Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М., Атомиздат, 1972.
- Власов Б. П., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д. и др. Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. Под ред. А. Б. Каждана. М., Атомиздат, 1966, гл. IV.
- Лаверов Н. П., Козырев В. Н., Хорошилов Л. В. Некоторые особенности геологии гидротермальных урановых месторождений, приуроченных к экструзивам. — «Геол. рудн. местор.», 1964, № 6.

Контрольные вопросы

1. Назовите отличительные признаки свинцово-урановых месторождений.
2. Охарактеризуйте геологические условия локализации, морфологию и структуру рудных тел свинцово-урановых месторождений.
3. В чем заключается литологический контроль оруденения на свинцово-урановых месторождениях?
4. Каковы состав руд, околорудные изменения и последовательность минералообразования на свинцово-урановых месторождениях?
5. Охарактеризуйте зональность рудных тел и минеральных ассоциаций на свинцово-урановых месторождениях.
6. Каковы условия формирования и поисковые критерии свинцово-урановых месторождений?

§ 3. Апатит-урановые месторождения

Эти месторождения располагаются в палеозойских складчатых областях, в пределах континентальных вулканических поясов, обрамляющих срединные массивы. Для апатит-урановых месторождений характерен различный состав вмещающих пород. Чаще всего промышленные концентрации встречаются в карбонатных породах с прослоями алевролитов и песчаников.

К этому типу месторождений В. И. Казанский и Н. П. Лаверов (1973) относят и месторождения титаносодержащих апатит-урановых руд, приуроченных к палеозойским палеовулканическим телам средних пород (В. И. Величкин, 1968).

В качестве примера ниже рассмотрено месторождение, изученное В. В. Беловым (1968).

Геологическое положение. Месторождение располагается в зоне крупного разлома, среди эффузивно-осадочных пород различного состава, которые образуют два структурных яруса — геосинклинальный и орогенный. Образование нижнего яруса представлены вулканогенно-осадочными отложениями, смятыми в линейные складки и прорванными интрузиями гранитоидов и габбро, разбитыми серией разломов. Для верхнего, орогенного яруса характерны известняки, алевролиты, песчаники, туфы и конгломераты, заполняющие остаточные депрессии.

Послескладчатая магматическая деятельность здесь проявилась интенсивно — в орогенный период внедрились многочисленные дайки, субвулканические тела и

штоки средних, кислых и субщелочных гранитоидов (гранодиорит-порфиоров, микродиоритов и др.). Большинство интрузивных тел приурочено к послынным и межформационным тектоническим нарушениям. Некоторые авторы подчеркивают вулкано-интрузивный характер этих магматических комплексов, специфическую для них обогащенность Р, Zr, TR, Th и U.

Рудоносные площади располагаются на участке пересечения поперечных и продольных разломов, имеющих длительную историю развития. Пласты рудовмещающих пород протягиваются на десятки километров, но оруденение в их пределах локализуется лишь в определенных участках, контролируемых элементами складчатой и разрывной тектоники. Руды отмечаются среди различных по составу пород: в известняках, песчаниках, туфах разного состава, гранитоидах. Однако наиболее благоприятными являются пелитоморфные известняки, залегающие в основании верхнего яруса. Рудные тела располагаются в разломах, пересекающих даже самые поздние дайки микродиоритов и плагиигранит-порфиоров, что и заставляет большинство исследователей относить их к гидротермальному классу.

Схема геологического строения одного из таких месторождений показана на рис. 40.

Строение и морфология рудных тел. Морфология рудных тел, их состав, текстура руд находятся в прямой зависимости от состава пород и рудовмещающих тектонических элементов. Рудные тела образуют чаще всего согласные залежи, но иногда имеют и жилообразную форму. Они сопровождаются многочисленными апофизами, пересекают как осадочные отложения, так и разновозрастные магматические тела.

Принято выделять два типа рудных тел: 1) согласные рудные тела пластообразной и линзообразной формы и 2) секущие тела, имеющие форму жил, труб, штоков и гнезд.

Согласные рудные тела сплошных руд являются наиболее выдержанными по мощности и простыми по морфологии. Они чаще всего приурочиваются к послынным разрывам или трещинам, пересекающим слои под острым углом. Обычно такие разрывы располагаются на крыльях складок (см. рис. 40, а). На участках сочленения согласных тектонических нарушений с секущими разрывами в них образуются раздувы и апофизы (см.

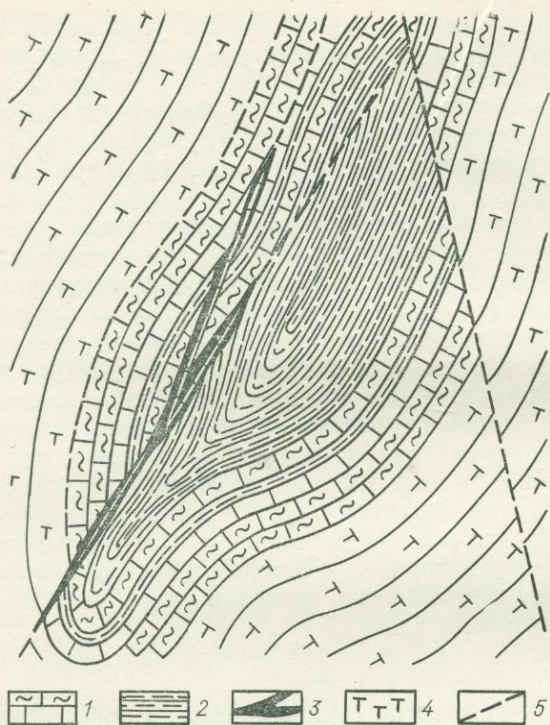


Рис. 40. Геологическое строение месторождения ураносодержащих апатитов, приуроченного к согласным разрывам (планы, по В. В. Белову, 1968):

a — месторождения в послонном разрыве: 1 — глинистые известняки с прослоями пелитоморфных; 2 — алевролиты, аргиллиты, песчаники; 3 — основное рудное тело; 4 — туфы андезитовых и диабазовых порфиров; 5 — разрывы; *б* — месторождение в послонных и связанных с ними разрывах: 1 — известняки; 2 — рудные тела; 3 — разрывы; 4 — элементы залегания

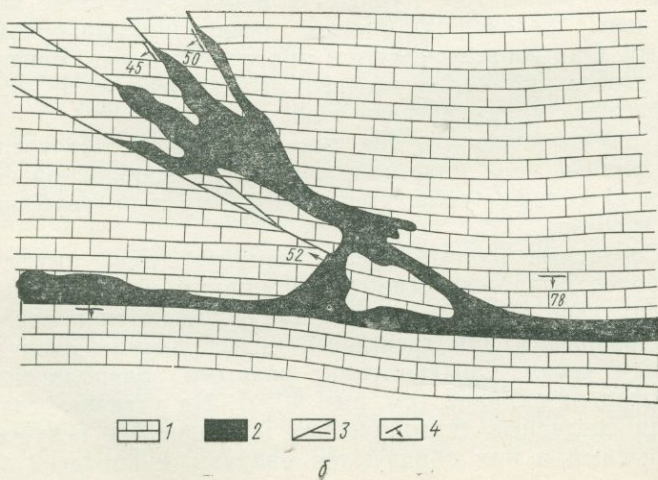
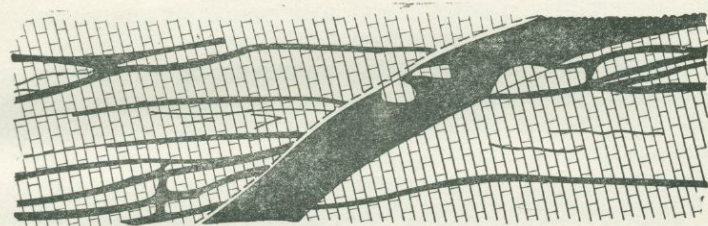
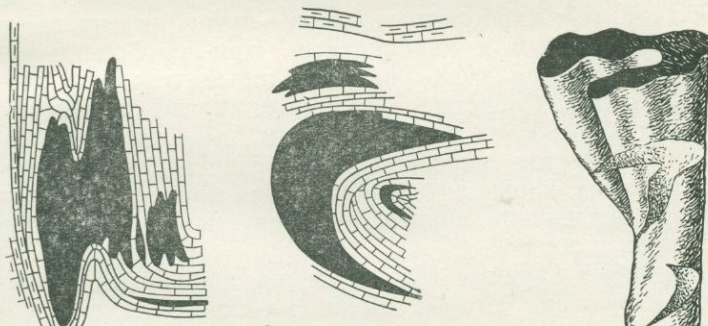


рис. 40, б). Тела сплошных руд сложены мелкокристаллическим урансодержащим фторapatитом.

Среди секущих рудных тел, имеющих жильную и другие формы, часто распространены тела, приуроченные к разрывам, пересекающим весь разрез рудовмещающей толщи. Одно из таких сложных жильных рудных тел показано на рис. 41, а.



а



б

Рис. 41. Формы апатит-урановых рудных тел:

а — жильное рудное тело в известняках (план);
 б — трубообразные рудные тела в замковых частях складок (план); в — блок-диаграмма рудного тела

В замковых частях складок, местах их резкого изгиба, на контактах алевролитов с известняками установлены рудные тела сложной трубообразной формы с крутым погружением их осевой линии. К участкам антиклинального перегиба рудовмещающих известняков иногда приурочиваются многоярусные седловидные жилы. Такие рудные тела изображены на рис. 41, б.

Кроме отмеченных рудных тел встречаются также штокверки бедных руд, приуроченные к местам усложнения складчатых нарушений и связанных с ними секущих и послойных трещин. Эти тела имеют прихотливые контуры. В их пределах ураноносные апатиты развиты в виде густой сети мельчайших прожилков и вкрапленности. Подобные прожилково-вкрапленные руды гораздо чаще отмечаются на апатит-урановых месторождениях, локализованных в околожерловых зонах палеовулканов, описанных В. И. Величкиным (1968).

Состав руд, стадийность процесса и околорудные изменения. На апатит-урановых месторождениях выделяют три стадии минералообразования. К первой относится процесс дробления вмещающих пород, цементация и замещение их равномерно-зернистым криптокристаллическим апатитом и карбонатами. В эту стадию метасоматическим процессом апатитизации и карбонатизации были охвачены большие площади пород, но процесс метасоматического замещения носил явно избирательный характер: карбонатные породы лучше других замещались апатитом и карбонатами. При замещении известняков сохраняются унаследованные текстуры первичных пород. Слоистые, массивные, иногда брекчиевые апатиты образуются по известнякам, имеющим соответственно слоистое, массивное или брекчиевидное строение. В туфах, алевролитах, песчаниках процесс проявлен слабее: оруденение концентрируется исключительно в трещинах и порах.

Наиболее крупные тела сложены сплошными апатитовыми рудами, которые имеют массивные текстуры и состоят из мелкозернистого апатита, пигментированного пелитоморфным глинистым и углистым веществом. Радиографическим методом установлено равномерное распределение урана в апатите [по-видимому, U(IV) изоморфно замещает в нем кальций].

Ураноносные апатиты обычно имеют светло-серый, красновато-бурый цвет. Они представлены преимущественно фторапатитом, содержащим карбонат. Фторапатит является главным урансодержащим минералом и представляет интерес как фосфатное сырье.

Повышенные содержания урана наблюдаются во всех апатитах. Нередко в рудах отмечаются также высокие содержания Th, Sr, TR иттриевой группы, повышенные концентрации циркония, связанные с аршиновитом.

Торий, как и уран, является изоморфной примесью во фторапатите. При этом отмечается пространственная разобщенность существенно торийсодержащих и урансодержащих апатитов.

В небольших количествах в рудах присутствуют пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, марказит. Из жильных минералов главную роль играют кальцит и доломит, реже альбит, хлорит, кварц. Кроме того, в рудах установлены рутил, анатаз, сфен, торогумит, флюорит, гематит и гидрослюды.

Вторая стадия минералообразования представлена новообразованным апатитом, кварцем, карбонатами, хлоритом, настураном и сульфидами. Минералы этой стадии слагают тонкие прожилки и цемент брекчий, где в обломках присутствуют апатит и карбонаты первой стадии. Минеральный состав образований первой и второй стадий почти одинаков, однако с последней связано образование собственных урановых минералов, а также заметная перекристаллизация и переотложение апатитов и карбонатов первой стадии.

В третью стадию минерализации были образованы жилы и прожилки кварц-карбонат-сульфидного состава.

Последовательность минералообразования в обобщенном виде показана на рис. 42.

Рудные тела, сложенные образованиями всех трех стадий минерализации, имеют наиболее сложный состав. Руды их на 50% состоят из фторапатита, до 40% в них составляет кальцит и 10% приходится на хлорит, альбит, кварц, гидрослюды, каолинит, флюорит, сульфиды и органическое вещество.

О природе урана в апатите существуют два представления. По первому из них уран изоморфно замещает кальций в апатите, а по второму он образует тонкодисперсные самостоятельные минералы (окислы) или адсорбирован апатитом. В результате интенсивного карбонатного метасоматоза происходит переотложение апатита и возникают тонкие выделения настурана. Основная часть урана в рудах, по-видимому, представлена изоморфной примесью в апатите.

Околорудные изменения в туфах и осадочных породах проявлены в окварцевании и интенсивной альбитизации. Кварц-альбитовые метасоматиты содержат хлорит, серицит и гидрослюды. Известняки, примыкающие

Минерал	Стадии минералообразования		
	Предрудная	Рудная	Пострудная
Хлорит	■	■	
Альбит	■		
Кальцит	■		■
Апатит	■	■	■
Кварц		■	
Лейкоксен		■	
Доломит	■	■	
Аршинодит (циртолиты)		■	
Минералы Th		■	
Пирит			■
Настуран			■ реген.
Сфен			■
Гематит			■
Типичные минеральные ассоциации	Кварц-доломит-кальцит, хлорит-альбит	Доломит-апатит, хлорит-циртолиты, настуран-гематит	Апатит, кальцит, настуран
Формы выделения	Линзовидные ореолы	Линзовидные залежи	Гнезда, прожилки, цемент брекчий

Рис. 42. Последовательность минералообразования на апатит-урановом месторождении.

к апатит-урановым рудным телам, обычно перекристаллизованы и доломитизированы.

Генезис месторождения. Существует несколько точек зрения о происхождении апатит-урановых месторождений. Сторонники осадочного генезиса предполагают сингенетичное с вмещающими породами накопление всех компонентов, в том числе и урана. В качестве доказательства этой гипотезы они называют стратиграфический контроль оруденения, пластообразную форму наиболее крупных рудных тел, слабое проявление типичной эндогенной минерализации, слабое изменение вмещающих пород.

Другие исследователи придерживаются гипотезы метаморфогенно-осадочного образования ураноносных апатитов. Перераспределение и перекристаллизация фосфатного вещества, по их мнению, происходят под действием факторов регионального метаморфизма и внедрения интрузивных тел.

Сторонники гидротермального генезиса этих образований считают, что рудные скопления сформировались после образования осадочных пород и внедрения малых интрузий. Образование рудных тел они связывают с гидротермальными либо смешанными растворами щелочно-углекислого состава.

По мнению авторов настоящей книги, апатит-урановые месторождения вероятнее всего являются гидротермальными, связанными с орогенными комплексами вулкано-интрузивных пород андезит-диоритового состава, наиболее близкими к ним по возрасту. Свидетельством гидротермального генезиса этих месторождений являются следующие факты:

1) размещение рудоносных участков и отдельных месторождений контролируется крупными глубинными разломами (в особенности зонами их пересечения);

2) размещение оруденелых зон пространственно совпадает с участками максимального развития даек и штоков малых интрузий диоритового состава;

3) отмечается пересечение поздних даек гранит-порфиров жилообразными рудными телами;

4) формирование рудных тел происходило метасоматическим путем и этот процесс носил явно избирательный характер, затрагивая благоприятные породы, главным образом пелитоморфные известняки;

5) постмагматический процесс минерализации протекал в несколько стадий; многокомпонентные руды, кроме U, P, Th и Zr, содержат повышенные количества TR, Sr, Pb, Zn, As и др. При этом содержание этих элементов в рудах во много раз превосходит содержание их в осадочных фосфоритах.

Вопрос об источниках U, P, Th, Zr, Sr, Pb и формах их переноса в гидротермальных растворах разработан слабо. Предполагают, что основная масса рудных компонентов этих месторождений, формирующихся вблизи поверхности, имеет глубинное, но коровое происхождение. Геохимические данные указывают на возможность совместного переноса U, P, Th, Zr и TR в гипогенных условиях в виде комплексных карбонатных соединений в присутствии газообразной углекислоты, щелочей и галлоидов. При благоприятном сочетании значений pH растворов, концентрации щелочей и углекислоты возможна их совместная миграция и соосаждение.

Список литературы

- Белов В. В. Геология и вопросы генезиса месторождений ураноносных апатитов. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968.
- Величкин В. И. Геология и вопросы генезиса урановых месторождений, приуроченных к неккам основных и средних пород. — Там же.

Контрольные вопросы

1. Назовите отличительные признаки апатит-урановых месторождений.
2. Охарактеризуйте геологические условия размещения апатит-урановых месторождений, объясните литологический контроль оруденения.
3. Какие структурно-морфологические типы рудных тел проявлены на апатит-урановых месторождениях? Охарактеризуйте их морфологию и структуру.
4. Каковы минеральный состав руд, последовательность минералообразования, формы нахождения урана, текстуры и структуры руд апатит-урановых месторождений?
5. Какие существуют гипотезы о происхождении апатит-урановых месторождений? Приведите их обоснование.
6. Сформулируйте основные поисковые критерии апатит-урановых месторождений, учитывающие их генезис, наиболее вероятный на Ваш взгляд.

ГЛАВА 5. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В областях тектоно-магматической активизации выявлены многочисленные месторождения урана, отличающиеся по составу руд и условиям формирования. Наибольшее промышленное значение среди них имеют месторождения трех типов: браннеритовые, флюорит-урановые и мышьяково-урановые.

§ 1. Браннеритовые месторождения

Промышленные урановые месторождения с браннеритом в качестве главного рудного минерала установлены в глубокометаморфизованных породах фундамента активизированных докембрийских платформ. Геология одного из таких месторождений рассмотрена ниже.

Геологическое положение. Браннеритовое месторождение залегает в кристаллических сланцах и гнейсах

докембрийской (эпиархейской) платформы, испытавшей в мезозое тектоно-магматическую активизацию. Оно располагается в горстообразном поднятии фундамента и приурочено к крупным протяженным разломам.

В районе месторождения выделяются три структурных этажа. Нижний этаж (фундамент) сложен архейскими метаморфическими породами, среди которых преобладают биотит-амфиболовые, диопсидовые и двупироксеновые плагиогнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты. Эти породы смяты в крупные линейные складки, рассечены многочисленными разломами и прорваны архейскими и раннепротерозойскими гранитоидами.

Средний (платформенный) структурный этаж представлен полого, почти горизонтально залегающими (угол падения 5—10°) карбонатными отложениями кембрия, распространенными главным образом по периферии горстообразного поднятия.

Верхний структурный этаж, сформированный в процессе мезозойской активизации платформы, сложен маломощными песчано-глинистыми и вулканогенными отложениями юрского возраста, несогласно залегающими на размытой поверхности платформенного чехла. Эти отложения образуют пологие мульды и кальдеры проседания, широко развитые за пределами горстообразного поднятия.

В районе выделяются четыре периода магматической деятельности. Самыми древними (не менее 3,0 млрд. лет) являются архейские гранито-гнейсы, пироксеновые плагиограниты и плагиомигматиты. В раннем протерозое (2,2—1,9 млрд. лет) образованы биотитовые граниты и аляскиты, пронизывающие архейские толщи, а также дайки диоритов и пегматоидных гранитов, выполняющие древние разломы. В верхнем протерозое-палеозое внедрились дайки диабазов платформенного периода развития. В мезозое, в период тектоно-магматической активизации, образовался сложный многофазный комплекс щелочноземельных, субщелочных и щелочных магматических пород. Он представлен субвулканическими интрузивами и многочисленными дайками, сформировавшимися в два этапа — юрский и раннемеловой.

Важнейшее значение в структуре района и в контроле урановых руд имеют разломы. Они хорошо прояв-

лены в породах кристаллического фундамента и слабо в платформенном чехле. Разломы субпараллельны осям складок фундамента, но имеют падение более крутое, чем слоистость архейских толщ; их протяженность достигает нескольких десятков километров. По времени заложения и истории развития среди них выделены: 1) раннепротерозойские, не испытавшие позднее подновлений; 2) раннепротерозойские, подновленные (омоложенные) в процессе мезозойской тектономагматической активизации; 3) мезозойские.

Урановое оруденение района локализовано в разломах главным образом второй, а также третьей групп. В основных ураноносных разломах (второй группы) всегда присутствуют как раннепротерозойские, так и мезозойские структурные элементы.

Строение ураноносных разломов. К раннепротерозойским элементам рудоносных разломов относятся флексурные изгибы с линейными зонами крутопадающих послойных и глыбовых мигматитов, дайки мелкозернистых диоритов (ортогнейсов), зоны метасоматических кварц-полевошпатовых пород и бластомилониты — тонкосланцеватые тектониты с следами пластического течения и перекристаллизации исходных пород. В центральной части разломов обычно располагаются крупные бластомилонитовые швы, образованные за счет даек диоритов и послойных мигматитов, а во внешней зоне — кварц-калишпатовые породы.

Все эти структурные элементы образованы в глубинных условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Мезозойские структурные элементы в омоложенных разломах развиты вдоль бластомилонитов и даек диоритов, но образованы в отличие от них в условиях малых глубин и низких температур. Они представлены тектоническими швами, содержащими гидротермальную минерализацию, сопровождаемую низкотемпературным изменением пород.

Заложенные в мезозое ураноносные разломы представлены минерализованными зонами дробления небольшой протяженности (несколько километров) и мощности (первые метры). По интенсивности проявления гидротермальной деятельности они значительно уступают крупным омоложенным разломам.

Морфология рудных тел и условия их локализации.

Урановое оруденение локализуется исключительно в разломах среди кристаллических пород фундамента, и верхней его границей является подошва раннепалеозойских отложений платформенного чехла. Наиболее крупные рудные тела располагаются в самых протяженных омоложенных разломах как вблизи от мезозойских интрузивов, так и на значительном удалении от них. Руды месторождений отличаются исключительной выдержанностью минерального состава.

Промышленные концентрации браннеритовых руд локализуются лишь в пределах весьма небольших интервалов разломов и контролируются в основном структурными факторами. Они приурочены к участкам: а) крупных плавных изгибов разломов по простиранию и падению; б) расщепления разломов на две и более ветви; в) сопряжения или пересечения основных разломов с мезозойскими и омоложенными разломами другого простирания. На рис. 43 показано рудное тело месторождения, приуроченного к изгибу разлома по падению.

Рудоносные швы разломов обычно закономерно наследуют положение более ранних структурных элементов. В тех разломах, где дорудные стадии минерализации проявлены слабо, рудные тела развиты в основном вдоль контактов бластомилонитов и даек диоритов, в различной степени подвергшихся низкотемпературному калиевому метасоматозу. Они образованы брекчиями, в которых различные по своим размерам угловатые обломки метасоматитов сцементированы браннеритом.

Иное положение занимают рудные тела в тех разломах, которые заполнены барит-кварцевыми жилами и прожилками. Они располагаются преимущественно вдоль контактов барит-кварцевых жил и в зонах кварцевых прожилков. Однако и в этом случае оруденение контролируется рассланцованными дайками, повторяя их наиболее крупные изгибы по простиранию и падению.

Формы рудных тел разнообразны. Среди них встречаются жилные рудные тела, столбообразные уплощенные штокверковые залежи и мелкие гнезда. Преобладают жилные и жилообразные тела. Уплощенные столбообразные штокверковые залежи, а также мелкие гнезда обычно контролируются узлами пересечения или сопряжения трещин.

Увеличение мощности жилообразных рудных тел и появление столбообразных залежей чаще наблюдается в участках сопряжения рудоносных разломов основного направления с разрывами других простираций. В отдель-

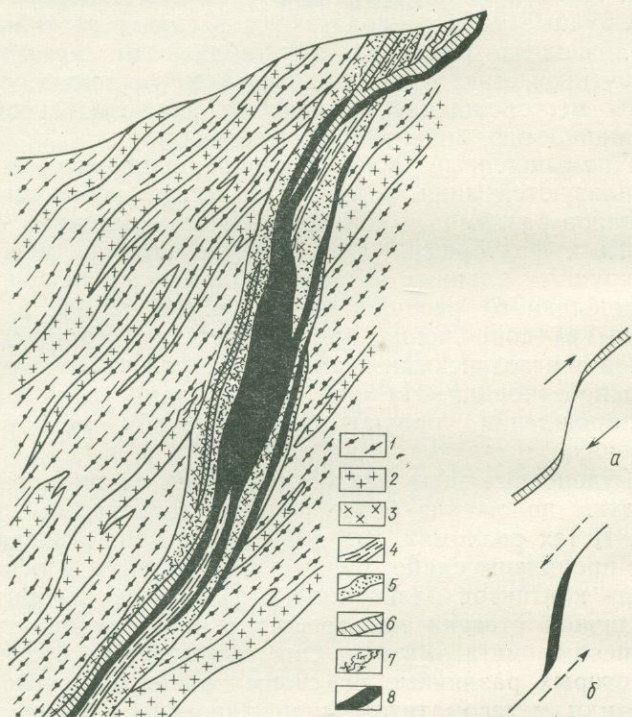


Рис. 43. Геологическое строение браннеритового месторождения. Положение рудного тела в разломе (разрез, по В. А. Крупеникову и др., 1968):

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — граниты; 3 — кварц-пелитовые породы; 4 — бластомилониты по дайкам диоритов; 5 — пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты; 6 — барит-кварцевые жилы; 7 — барит-кварцевые прожилки; 8 — рудные тела; а, б — направление подвижек по разлому при формировании барит-кварцевых жил (а) и руд (б)

ных случаях отмечается влияние на положение оруденения поперечных дорудных зон трещиноватости, а также бластомилонитов, по-видимому, ограничивавших проникновение рудоносных растворов вдоль разломов и поэтому игравших роль экранов. В таких участках в лежащем

боку поперечных нарушений наблюдаются небольшие столбообразные рудные тела, а висячем их боку основные разломы, как правило, на некотором протяжении остаются безрудными.

Состав руд, этапы и стадии минералообразования. Руды браннеритовых месторождений отличаются сложным минеральным составом. В них широко развиты бурый калиевый полевой шпат, мелкозернистый карбонат и пылевидный пирит, рассеченные рудоносными швами, барит-кварцевыми, кварцевыми, кварц-карбонатными и флюорит-карбонатными прожилками. В рудах часто содержатся реликты породообразующих минералов и слабо измененных исходных пород.

Гидротермальная деятельность, как и магматическая, протекала в этом районе в два этапа: 1) позднеюрский (урановорудный) и 2) раннепозднемеловой (Я. Д. Готман и др., 1972 г.). Она проявилась как вблизи мезозойских интрузивов, так и на значительном удалении от них. В первый, урановорудный этап, после формирования юрских, но до внедрения раннемеловых магматических тел были образованы: 1) низкотемпературные пирит-карбонат-калишпатовые (калиевые) метасоматиты; 2) барит-кварцевые жилы и прожилки с сульфидами; 3) мелкообломочные брекчии и прожилки с браннеритом и пиритом; 4) кварцевые, кварц-карбонатные и флюорит-кварц-карбонатные прожилки. Во второй, постмагматический гидротермальный этап, протекавший после завершения мезозойского магматизма, были сформированы: 1) маломощные сульфидно-карбонатно-кварцевые прожилки и 2) маломощные кварц-карбонатные, флюорит-карбонатные и флюоритовые прожилки с пиритом и марказитом.

Наиболее широко распространены пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты, образующие в зонах ураноносных разломов сильно уплощенные, вытянутые по простиранию и падению ореолы мощностью от 0,5 до 30 м и более. В ореолах этих метасоматитов выделяют три зоны — внешнюю, промежуточную и внутреннюю.

Во внутренней зоне наиболее измененных пород все первичные минералы и структуры исходных пород полностью разрушены, и метасоматиты состоят главным образом из бурого пелитоморфного калиевого полевого шпата, в катаклазированной массе которого развит

микропрожилковый адуляр и в переменных количествах содержатся карбонат и тонкодисперсный пирит. Метасоматические преобразования пород заключаются в основном в выносе кремнезема и натрия и в привносе калия, а также углекислоты и серы.

Барит-кварцевые жилы в отличие от метасоматитов развиты главным образом на флангах некоторых рудоносных разломов и имеют мощность от 0,1 до 4—5 м. Гораздо чаще в разломах встречаются барит-кварцевые прожилки, образующие многочисленные апофизы около жил аналогичного состава. Барит-кварцевые жилы содержат остроугольные обломки метасоматитов и имеют крустификационные параллельно-полосчатые и друзовые текстуры. В них встречаются редкие вкрапленники пирита, а также халькопирита, сфалерита, теннантита, буланжерита, энаргита.

Урановая минерализация развита в цементе мелко-обломочных брекчий, рассекающих пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты и дорудные барит-кварцевые жилы и прожилки. Рудоносные брекчии заполняют отдельные крупные разрывы и образуют системы ветвящихся субпараллельных и взаимно пересекающихся маломощных швов. Соответственно и величина обломков в брекчиях меняется от 3—5 см до сотых долей миллиметра. Характерные брекчиевые текстуры руд показаны на рис. 44.

В составе рудных брекчий М. Ф. Стрелкин и др. (1967) выделяют следующие минералы (в порядке распространенности): а) жильные — кальцит, доломит, кварц, серицит, калишпат; б) рудные — марказит, пирит, браннерит, рутил, гематит, блеклая руда, галенит, халькопирит, арсенопирит, ильменит и единичные зерна настурана.

Браннерит является главным гипогенным урановым минералом. Наряду с микроскопическими скоплениями других рудных минералов он образует цемент брекчий и вкрапленность, реже встречается в виде тонких прожилков. Поэтому наиболее распространены брекчиевые, прожилково-брекчиевые и прожилково-вкрапленные текстуры урановых руд. Обычно браннерит образует колломорфноподобные массы плотного сложения (рис. 45), наряду с которыми вблизи мезозойских интрузивов часто встречаются кристаллические агрегаты, состоящие из удлиненно-призматических кристаллов.



Рис. 44. Характерные текстуры браннеритовых руд. Ураноносные брекчии с обломками барит-кварцевых жил и пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов:

a — фото штуфа; *b* — радиография штуфа

Я. Д. Готман и др. (1972) браннерит рассматриваемых месторождений относят к средне — низкотемпературной разновидности. Состав минерала определяется формулой $(\text{Ca}_{0,29}\text{U}_{0,57}^{4+}\text{U}_{0,21}^{6+}\text{TR}_{0,008}\text{Pb}_{0,008})_{1,08}(\text{Ti}_{1,80}\text{W}_{0,05}\text{Nb}_{0,07}\text{Zr}_{0,04}\text{Fe}_{0,04}^{3+})_2\text{O}_6$. От описанных в литературе браннеритов он отличается более низкой плотностью ($4,32 \text{ г/см}^3$),



Рис. 45. Характерные структуры браннеритовых руд. Выделения браннерита (1) с тонкой вкрапленностью пирита в цементе брекчий. Полир. шлиф, увел. 70

низким показателем преломления ($2,06 < N < 2,11$), значительным содержанием воды (6,04%) и составом элементов-примесей. Минерал практически не содержит тория (0,04%) и редких земель (0,55%); кроме обычных примесей циркония (1,39%) и ниобия (2,0%) в нем установлено присутствие вольфрама (3,28%).

Ранний, основной урановорудный этап гидротермальной деятельности завершился формированием маломощных жил и прожилков темно-серого кварца, иногда с карбонатом и флюоритом, пересекающих метасоматиты, барит-кварцевые жилы и ураноносные брекчии. Кварцевые жилы и прожилки обычно имеют шестоватое, гребенчатое или друзовое строение и иногда содержат мелкие выделения кальцита, редкие кристаллики пирита и обломки вмещающих пород. В отличие от дорудных барит-кварцевых жил они развиты в разломах почти повсеместно.

Наиболее поздние маломощные карбонатные прожилки с кварцем, флюоритом и сульфидами железа пересекают не только все более ранние гидротермальные образования, но и пострудные дайки щелочных пород. Они локализованы в мелких различно ориентированных трещинах, реже слагают цемент брекчий в более крупных швах и формируются на фоне слабых затухавших тектонических движений по разломам.

Генезис месторождений. Согласно определениям абсолютного возраста (А. И. Тугаринов и др.), формирование браннеритовых руд происходило в позднеюрское—раннемеловое время (145 ± 20 млн. лет), в одну эпоху с мезозойским магматизмом (160—110 млн. лет). Связь оруденения с магматизмом не ограничивается лишь возрастной и пространственной близостью. Первый, основной урановорудный этап гидротермальной деятельности протекал после внедрения юрских щелочных пород калиевого ряда и начинался с широкого проявления калиевого метасоматоза. Браннеритовые руды и дорудные интрузивы имеют общие геохимические особенности, в частности, наличие в повышенных количествах одних и тех же элементов-примесей (W, Nb, Tl, As, Ag, Au). Ураноносные растворы и мезозойские интрузивы, по-видимому, парагенетически связаны с единым магматическим очагом. Выдержанность минерального состава руд на всем протяжении разломов и по вертикали (более 2,0 км) свидетельствует о глубоком залегании очага рудоносных растворов.

Источником рудного вещества в рудообразующих растворах мог быть не только магматический очаг, но и вмещающие архейские гнейсы и граниты. На это указывает, в частности, изотопный состав свинца сульфидов из минерализованных зон, близкий к изотопному составу свинца сульфидов вмещающих пород (А. И. Тугаринов и др.). По-видимому, из вмещающих пород заимствовался также титан, содержание которого в гнейсах и особенно в жильных диоритах достигает 0,5—1,5%, а в браннерите — около 25%.

Формирование верхних частей браннеритовых месторождений и рудопоявлений района происходило на небольшой глубине (не более 600—800 м).

Гидротермальная деятельность протекала в условиях относительно низких температур. На это указывают как неустойчивость эпидота, замещаемого карбонатом при

образовании пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, так и определения температур образования отдельных жильных минералов по газовой-жидким включениям. По данным А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова, температура гомогенизации газовой-жидких включений кальцита из дорудных метасоматитов составляет 255—225°С, дорудных кварца и барита (барит-кварцевые жилы) — 320—230°С, пострудного кварца — 220—170°С, а поздних кальцита и флюорита — соответственно 105—100 и 135—95°С.

Список литературы

- Готман Я. Д., Поляков В. М., Мигута А. К. и др. Об изменениях браннеритовой минерализации в гидротермальных рудопроявлениях. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 6.
- Крупеников В. А., Кашпор А. А., Лихоманов А. Г. Особенности локализации уранового оруденения в крупных разломах кристаллического фундамента. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968.
- Стрелкин М. Ф., Железняк Н. Н., Заварзин А. В. и др. Некоторые вопросы формирования браннеритовых руд. — В кн.: Вопросы прикладной радиогелиологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967.

Контрольные вопросы

1. Каково геологическое положение браннеритовых месторождений и их основные особенности?
2. Охарактеризуйте ураноносные разломы фундамента, вмещающие браннеритовые месторождения. К каким интервалам разломов приурочены месторождения урана и рудные тела?
3. Назовите минеральный состав руд, этапы и стадии минералообразования на браннеритовых месторождениях.
4. Охарактеризуйте зональность ореолов низкотемпературных калиевых метасоматитов и положение в них браннеритовых руд.
5. Объясните, почему в ураноносных разломах фундамента, вмещающих браннеритовые месторождения, образовался титанат урана (браннерит), а не другие урановые минералы?
6. Каковы пространственные, возрастные и генетические взаимоотношения магматических тел и браннеритовых месторождений?
7. Охарактеризуйте генетические особенности браннеритовых месторождений и сформулируйте их поисковые критерии.

§ 2. Флюорит-урановые месторождения

В отличие от браннеритовых месторождений флюорит-урановые месторождения располагаются в вулканотектонических впадинах, образованных в процессе мезозойской тектонической активизации консолидированных

ранее складчатых областей. Соответственно в районах развития этих месторождений выделяются два структурных этажа: нижний, представленный палеозойскими гранитоидами, и верхний, сложенный мезозойскими эффузивно-осадочными толщами, которые сохраняются лишь в депрессионных структурах, вытянутых вдоль крупных тектонических разрывов.

В качестве примера ниже рассмотрена геология месторождения, расположенного в кальдерной вулканической депрессии внутри мезозойского вулканического пояса.

Геологическое положение. В геологическом разрезе рудовмещающих мезозойских вулканогенно-осадочных отложений депрессии выделяется несколько толщ, перекрывающих палеозойский гранитный фундамент. В их основании залегают грубообломочные базальные конгломераты, выше которых располагаются песчаники, алевролиты с маломощными горизонтами андезитов, дацитов, трахиандезитов, кварцевых порфиров и их туфов. В верхней части разреза, отделенной от нижележащей толщи угловым несогласием, располагаются преимущественно эффузивные и пирокластические породы среднего состава, а также кварцевые порфиры, массивные фельзиты и их туфы. Вулканический процесс завершился внедрением близповерхностных интрузивов липаритов, сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров.

Формирование вулканических отложений верхнего этажа протекало в континентальных условиях на фоне вертикальных глыбовых перемещений по разломам. В результате район приобрел блоковое строение. В опущенных блоках сформировались полные разрезы вулкаников, а в приподнятых — сокращенные. Осадочно-вулканогенные толщи, как правило, слабо дислоцированы, углы падения слоев в них не превышают 25° . В целом они образуют замкнутую кальдерную впадину овальной формы.

На участке месторождения в основании разреза вулкано-тектонической впадины залегают конгломераты, брекчии, андезито-базальты и дациты, а в его верхней части — дациты, базальты, туфы дацитов с прослоями песчаников и алевролитов. Разрез венчается конгломератами, андезитами и массивными фельзитами. Вблизи кольцевых разломов, ограничивающих впадину, располагаются субвулканические тела липаритов и дацитов.

Урановое оруденение локализуется не только в вулканических породах, но и в гранитах фундамента, в зонах тектонических разрывов. Крутые рудоконтролирующие разрывы обнаруживают тесную связь с крупными разломами основания и в отложениях, заполняющих впадину, проявляются в виде протяженных линейных зон трещиноватости и тектонических швов. Рудные тела в зонах этих разрывов образуют компактные месторождения, сложенные богатыми рудами, локализованными на участках сопряжения трещин различного направления.

Морфология рудных тел и их структуры. Для рассматриваемых месторождений характерны четыре типа рудных тел: 1) сложные жильные системы; 2) штокверковые рудные тела; 3) пластообразные залежи в осадочных прослоях и 4) единичные жилы с брекчиевыми текстурами руд.

Основное промышленное значение имеют рудные тела первых двух типов. Они отличаются значительными размерами и высоким качеством руд. Пластообразные залежи вкрапленных руд и единичные жилы играют подчиненную роль.

Сложные жильные системы, иногда переходящие по падению в линейные штокверковые зоны, приурочены к наиболее крупным разломам, пересекающим не только вулканические породы, но и граниты основания. При этом характерно, что урановое оруденение часто пространственно совпадает с более поздними флюоритовыми жилами, имеющими промышленное значение. Морфология таких рудных жильных систем и их структура показаны на рис. 46.

Уплотненные залежи штокверковой структуры располагаются обычно в горизонтах туфов и фельзитов между зонами межпластовых срывов, развивающихся по контакту песчаников и конгломератов с этими породами. Подобные рудные тела локализуются на участках пересечения межслоевых нарушений крутопадающими разрывами, нередко ограничивающими в плане рудные тела. В целом рудная залежь этого типа обычно состоит из серии рудных тел сложной морфологии (рис. 47). Обогащенные участки в их пределах контролируются трещинами, оперяющими крупные разрывы; они возникают также в местах пересечения нарушений различного напряжения.

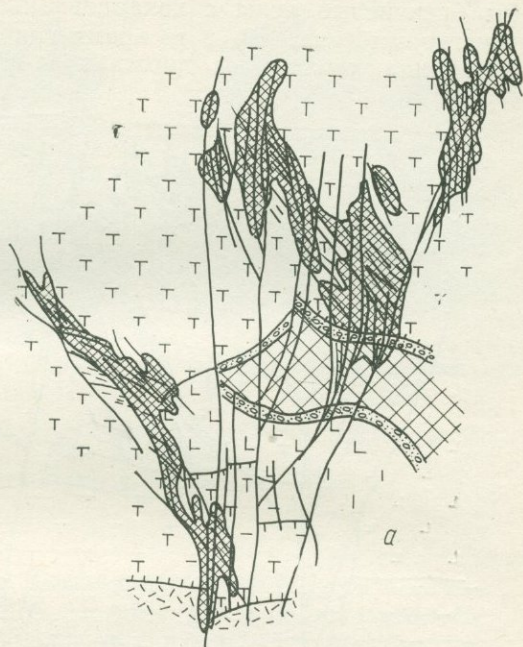
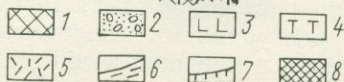
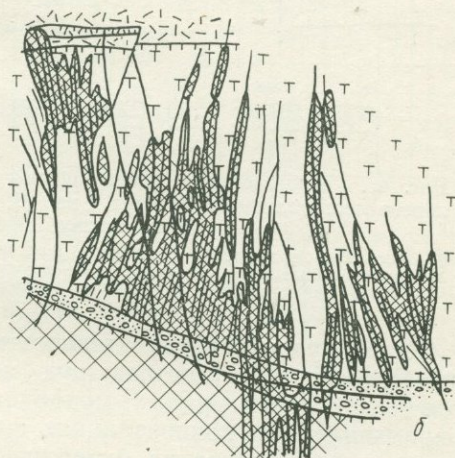


Рис. 46. Геологическое строение жильного флюорит-уранового месторождения (по В. И. Казанскому и Н. П. Лаверову, 1974):

a — план; *б* — поперечный разрез; 1 — граниты основания; 2 — конгломераты; 3 — андезитобазальты; 4 — дациты; 5 — туфы дацитов; 6 — крутопадающие разрывы; 7 — пологопадающие разрывы; 8 — рудные тела



В рудных телах первого типа широко распространены брекчиевые руды с кокардовыми и прожилковыми текстурами (рис. 48), в то время как для залежей второго типа характерны прожилково-вкрапленные руды.

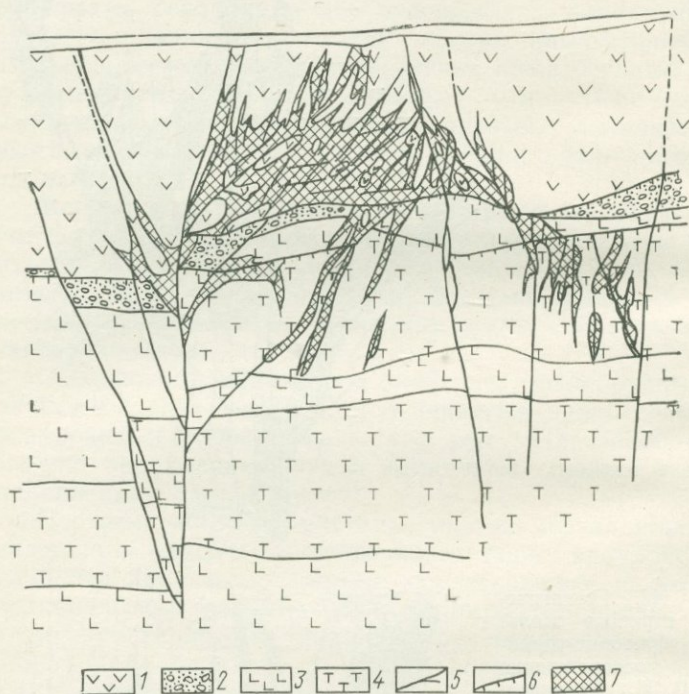


Рис. 47. Геологическое строение штокверкового флюорит-уранового месторождения (разрез, по В. И. Казанскому и Н. П. Лаврову, 1974):

1 — фельзиты и эруптивные брекчии фельзитов; 2 — конгломераты; 3 — андезито-базальты; 4 — дациты; 5 — крутопадающие разрывы; 6 — послонные нарушения; 7 — рудные тела

Состав руд и последовательность минералообразования. Особенностью состава руд месторождения является то, что кроме урана и молибдена в них содержится в промышленных концентрациях флюорит, отмечаются повышенные содержания бериллия (до 1,5% BeO).

Среди урановых минералов наиболее распространен настуран, в меньших количествах встречается коффинит, реже — уранинит и титанаты урана. Молибден заключен

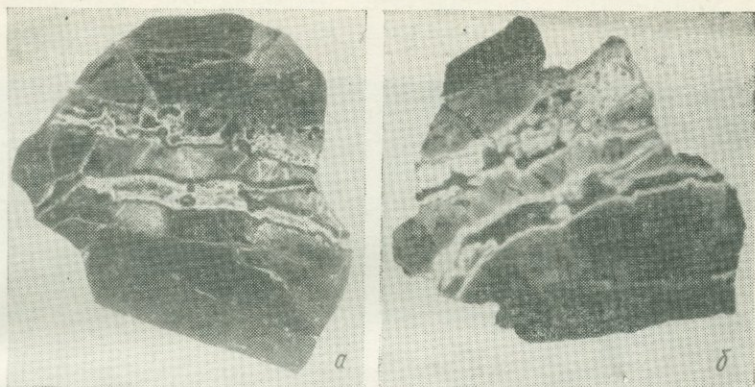


Рис. 48. Характерные прожилковые и брекчиевые текстуры флюорит-урановых руд
 а — фото штуфа; б — радиография шлифа

Минерал	Стадии минералообразования		
	Кварц-карбонат-сульфидная	Рудная	Карбонат-флюоритовая
Кварц	■	■	■
Настуран		■	■
Окислы Fe		■	■
Пирит		■	■
Сульфиды Mo		■	■
Галенит		■	■
Халькопирит		■	■
Сфалерит		■	■
Арсенопирит		■	■
Кальцит			■
Анкерит			■
Сидерит			■
Доломит			■
Флюорит			■
Гидрослюды			■
Хлорит			■
Адуляр			■

Рис. 49. Последовательность минералообразования на флюорит-урановом месторождении (по И. В. Мельникову, 1968)

в молибдените и иордизите. Бериллиевые минералы представлены бертрандитом и бериллийсодержащим анатазом.

Процесс уранового минералообразования на месторождении протекал в несколько стадий (рис. 49).

И. В. Мельников (1971) выделяет три основные стадии уранового минералообразования: 1) кварц-сидерит-пиритовая; 2) кварц-молибденит-настурановая; 3) пирит-флюорит-кварц-кальцитовая.

В кварц-сидерит-пиритовую стадию выделялись кварц, гидрослюда, доломит, сидерит, апатит, бертрандит, пирит. Для второй стадии характерны кварц-гидрослюда, карбонаты, хлорит, гематит, флюорит, настуран, коффинит, титанаты урана, пирит, молибденит, иордизит и другие сульфиды. Характерные минеральные ассоциации руд показаны на рис. 50.

В рудном поле неизменные породы практически отсутствуют, широко развиты площадные изменения — альбитизация, окварцевание и гематитизация пород. Альбитизация широко проявлена в эффузивах кислого и основного состава. Окварцевание обычно отмечается в дацитах, где кварц образует псевдоморфозы по вкрапленникам полевых шпатов, гнезда и жилки в основной массе. Гематитизация пород заключается в образовании микроскопических пылевидных включений гематита в различных минералах, в результате чего породы приобретают вишневою окраску.

Предрудные гидротермальные изменения пород проявлены в виде линейных зон аргиллизации, вытянутых вдоль крутопадающих рудоконтролирующих разрывов или зон трещиноватости. В пределах ореолов аргиллизации выделяется три зоны: 1) внутренняя — зона гидрослюдизации, переходящая вблизи рудных тел в гидрослюдисто-пиролюзитовую (ее образование связано с процессами рудоотложения); 2) средняя — гидрослюдисто-карбонатная и 3) внешняя — карбонатно-гидрослюдисто-монтмориллонитовая.

К околожилным изменениям относятся окварцевание, гематитизация, хлоритизация и пиритизация вмещающих пород. В процессе околожильного окварцевания происходит вынос K, Ca, Al и ранее образованных глинистых минералов, которые замещаются кварцем. При этом рудовмещающие дациты приобретают светло-кремовый цвет и значительную прочность. В этих же

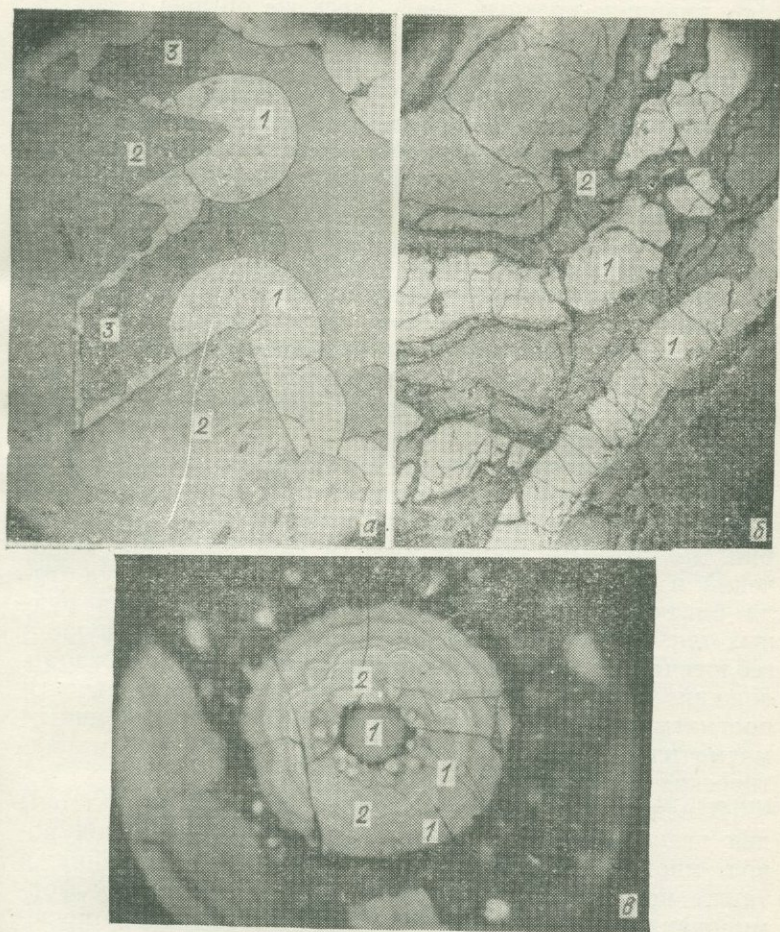


Рис. 50. Характерные минеральные ассоциации флюорит-урановых руд (микрофотографии полир. шлифа):

a — почки настурана (1) нарастают на кальцит (2), межпочечное пространство заполнено флюоритом (3) (увел. 200); *б* — прожилки настурана (1) и флюорита (2) в дацитах (увел. 200); *в* — совместные колломорфные выделения настурана (1) и молибденита (2) (увел. 1000, иммерсия)

зонах отмечается более поздняя гематитизация. На участках с околожильной гематитизацией породы приобретают кирпично-красный цвет. Здесь же обычно развивается и хлорит (шамозит), который сопровождается тонкозернистым пиритом.

В пространственном размещении минеральных комплексов отмечается зональность. Вертикальная зональность проявляется в увеличении содержания молибдена с глубиной и возрастании роли парагенетических ассоциаций урановых минералов с молибденитом. На верхних горизонтах наиболее распространены парагенетические ассоциации настурана с кварцем и минеральные ассоциации пирит-флюоритовой стадии. Горизонтальная зональность проявлена в том, что в центральных частях месторождения наиболее интенсивно проявлена ассоциация молибденита с настураном, которая в периферических частях месторождения сменяется ассоциацией кварца с настураном.

Генезис месторождения. По условиям образования это месторождение относится к среднетемпературным гидротермальным месторождениям вулканогенной серии. По данным декрепитации и гомогенизации включений в минералах, температура образования руд была близка к $200\text{--}215^\circ\text{C}$. Глубина формирования рудных тел, установленная на основании реконструкции геологических разрезов, составляет $500\text{--}700\text{ м}$. Рудоотложение рассматривается как результат деятельности постмагматических растворов, связанных с глубинным магматическим очагом, источником мезозойских магматических образований.

В целом для месторождений этого типа характерны два этапа дорудного гидротермального изменения пород, многостадийный характер минералообразования, а также незначительный разрыв во времени между формированием вмещающих вулканических пород и оруденением.

Список литературы

- Вольфсон Ф. И., Ищукова Л. П., Вишняков В. Е. и др. Условия локализации гидротермального уранового оруденения в слоистых толщах верхнего структурного этажа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11.
- Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, гл. 5.
- Казанский В. И., Лаверов Н. П. Рудные месторождения СССР. Т. 2. Уран. М., «Недра», 1974.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте геологическое положение и отличительные особенности флюорит-урановых месторождений областей активизации.
2. Каковы геолого-структурные условия формирования флюорит-урановых месторождений областей активизации?
3. Каковы морфология и структуры рудных тел флюорит-урановых месторождений?
4. Каков минеральный состав руд, стадийность постмагматического минералообразования флюорит-урановых месторождений?
5. Охарактеризуйте гидротермально измененные породы флюорит-урановых месторождений.
6. Каковы соотношения урановой и флюоритовой минерализации на флюорит-урановых месторождениях?
7. Назовите генетические особенности и основные поисковые критерии месторождений флюорит-настуранового типа.

§ 3. Мышьяково-урановые месторождения

Мышьяково-урановые месторождения в последнее время выделяются в самостоятельный тип. На этих месторождениях установлены признаки эндогенного и экзогенного рудообразования. В последние годы установлена наибольшая вероятность формирования промышленных концентраций урана на этих месторождениях в гидротермальных условиях, близких к тем, которые существовали при образовании флюорит-урановых месторождений.

Мышьяково-урановые месторождения выявлены в областях мезозойской активизации ранее консолидированных складчатых областей. Они располагаются в слоистых толщах осадочных и осадочно-вулканогенных отложений, заполняющих наложенные впадины; время формирования руд совпадает с завершающим этапом мезозойского вулканизма.

Ниже в качестве примера приведена характеристика уран-мышьякового месторождения, изученного М. Д. Пельменевым, Б. И. Омеляненко, М. В. Шуминым и другими исследователями.

Геологическое положение. В геологическом строении района участвуют породы, объединенные в два структурных этажа.

Нижний этаж сложен в основном палеозойскими интрузивами гранитоидов и андезитами, содержащими ксенолиты протерозойских гнейсов и кристаллических сланцев. В районе установлены крупные глубин-

ные разломы значительной протяженности, контролирующие положение различных по возрасту магматических проявлений. Заложение разломов относится к протерозойскому времени; позднее они подновлялись неоднократно. В раннем мезозое разломы определяли положение трещинных интрузий гранитов, а во время юрско-меловой активизации — размещение наложенных впадин, заполненных отложениями верхнего структурного этажа. Образование впадин сопровождалось проявлением вулканизма.

В районе месторождения выделяется четыре свиты осадков, заполняющих рудоносную впадину. Нижняя свита представлена в основном агломератовыми брекчиями и эффузивами среднего и кислого состава. Вторая свита характеризуется большей пестротой фаций. В ее нижней части залегают валунно-глыбовые и галечные конгломераты с прослоями гравелитов и песчаников. Выше их по разрезу залегают лавы и туфы андезитов, дацитов и липаритов.

Третья свита — рудоносная. Уран концентрируется главным образом в ее основании. Рудовмещающие породы представлены конгломератами, гравелитами и песчаниками с примесью туфового материала. Обломочный материал конгломератов представлен гальками гранитов и эффузивов. Породы содержат большое количество растительных остатков: обугленную древесину, стебли и листья растений, распыленное углистое вещество. Рудовмещающие отложения заполняют глубокие врезы палеодолин речной сети горного типа и относятся к аллювиальным отложениям и отложениям конусов выноса. Верхняя часть разреза третьей свиты сложена ритмично чередующимися горизонтами красноцветных гравелитов, песчаников и алевролитов. В этих породах установлены также небольшие рудные тела.

Четвертая, верхняя свита сложена аллювиальными и озерными отложениями — песчаниками, алевролитами и аргиллитами с горизонтами бурых углей. Среди осадочных пород выделяются покровы андезитов-базальтов и мощные горизонты туфов.

Рудовмещающая впадина вытянута вдоль зоны глубоких разломов. Ее поперечный профиль — асимметричный. Рельеф фундамента определяется сочетанием глубоких желобообразных врезов — палеодолин и выступов. Условия залегания осадочных пород, заполняю-

щих впадину, определяются поперечным профилем палеодолин и усложняются пролювиальными конусами выноса, окаймляющими крутые борта врезов. Выше по разрезу преобладает моноклинальное залегание слоев с падением к центру впадины под углами от 5 до 30°.

Большую роль в формировании структуры впадины играют разломы. Наиболее крупные из них — продольные — тяготеют к ее краевым частям. Они унаследуют глубинные разломы фундамента и относятся к категории «скрытых» разломов. Эти разломы отчетливо прослеживаются в фундаменте и быстро затухают вверх по разрезу осадочно-вулканогенных толщ. Лишь в нижних горизонтах эффузивов и плотных конгломератах они проявляются в виде зон трещиноватости и брекчирования, сопровождаясь полями гидротермально измененных пород. Поперечные разломы образуют зоны дробления, проявленные как в фундаменте, так и в осадочно-вулканогенных толщах. Они представляют собой сбросы и сбросо-сдвиги с амплитудами перемещения до 100 м и являются более молодыми нарушениями. На отдельных участках эти разломы залечены дайками микродиоритов и андезитов. Разрывы обеих систем — в основном конседиментационные, возникшие одновременно с отложением осадков.

Важное значение имеют также пологие зоны трещиноватости, развитые по контактам пород с различными физико-механическими свойствами. Сочленяясь с многочисленными мелкими крутопадающими трещинами различной ориентировки, зоны трещиноватости образуют уплощенные штокверки, которые, как будет показано ниже, имеют важное значение в локализации руд.

Положение рудных тел и их морфология. Условия локализации и морфология рудных тел определяются в данном случае совокупностью литолого-фациальных и тектонических факторов. Рудные залежи располагаются в погребенных палеодолинах и тяготеют к их крутым бортам. Их положение показано на рис. 51. Разветвленные рудоносных залежей соответствует разветвлению палеодолин.

Оруденение часто локализуется в горизонтах пород с повышенной пористостью и трещиноватостью. Эти условия определяют стратификацию рудных залежей: выделяется несколько рудоносных горизонтов, хотя последние не всегда совпадают с границами определенного

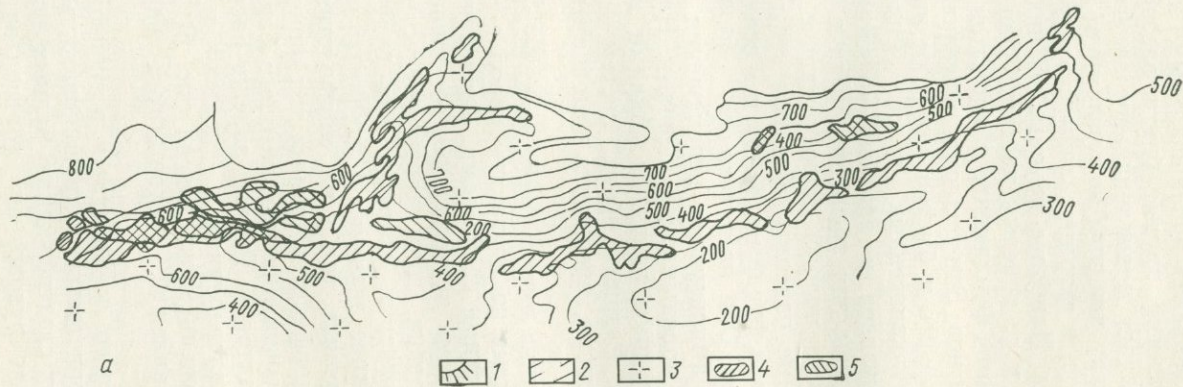
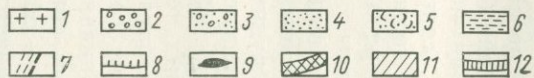
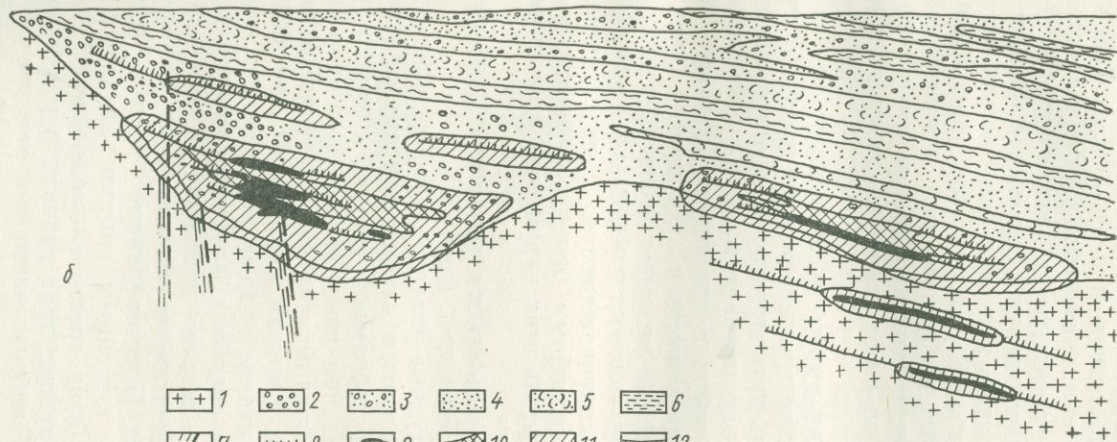


Рис. 51. Геологическое строение месторождения:

a — проекция рудных тел на поверхность фундамента (план, по М. В. Шумилину, 1963): 1 — граница современной дневной поверхности; 2 — изогипсы поверхности гранитного фундамента; 3 — биотитовые и лейкократовые граниты; 4 — проекции рудных залежей нижних рудоносных горизонтов; 5 — проекции рудных залежей верхних рудоносных горизонтов; 6 — геологический разрез (по Б. И. Омеляненко, 1966): 1 — граниты; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — туфопесчаники; 6 — алевролиты; 7 — крутопадающие зоны повышенной трещиноватости; 8 — пологие зоны трещиноватости; 9 — урановые рудные залежи; 10 — внутренние зоны ореолов аргиллизации; 11 — внешние зоны ореолов аргиллизации; 12 — гидротермально-карбонатные метасоматиты с кварц-сульфидными прожилками



пласта и не имеют четких литологических границ. Эти же факторы обуславливают согласное залегание рудных тел с напластованием пород, многоярусное расположение рудных залежей, пластовую и лентообразную форму рудных тел. Вместе с тем основные промышленные руды располагаются над скрытыми разломами фундамента. Эти разломы контролируют положение оруденения в плане. На отдельных участках они оказываются рудовмещающими. Наиболее часто такое положение руд отмечается в кислых эффузивах или гранитоидах фундамента. Оруденение в этих породах не имеет промышленного значения, но несет важную генетическую информацию.

Наибольшее значение имеют рудолокализирующие пологие межпластовые зоны трещиноватости, развитые по контактам осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Наиболее интенсивно они проявлены на нижних горизонтах вдоль пластов туфов и песчаников, а также по прослоям гравелитов, песчаников и алевролитов (среди конгломератов). Послойные разрывы имеют значительную протяженность при мощности несколько десятков сантиметров; они сопровождаются интенсивным дроблением пород и послойным брекчированием. Оруденение локализуется вдоль этих нарушений и пропитывает вмещающие породы.

На месторождении выделяются три структурно-морфологических типа рудных тел (рис. 52).

1. Лентообразные рудные залежи и пластообразные рудные тела характеризуются наибольшей протяженностью при относительно небольшой ширине и мощности. Мощность этих рудных тел резко меняется по простиранию. Выклинивание рудных тел бывает резкое и постепенное, что зависит главным образом от контактов пород. Резкое выклинивание рудных тел отмечается на сочленении послойных срывов с крутопадающими разломами, постепенное — обычно наблюдается при переходе рудоносных гравелитов в конгломераты или песчаников в алевролиты. Пластообразные рудные тела также приурочены к послойным срывам, развитым в песчаниках и алевролитах среди конгломератов.

2. Жилообразные рудные тела развиты в различных по составу породах. Наиболее часто они распространены в эффузивах, отмечаются среди гранитов фундамента. Эти небольшие ветвящиеся рудные тела приурочены

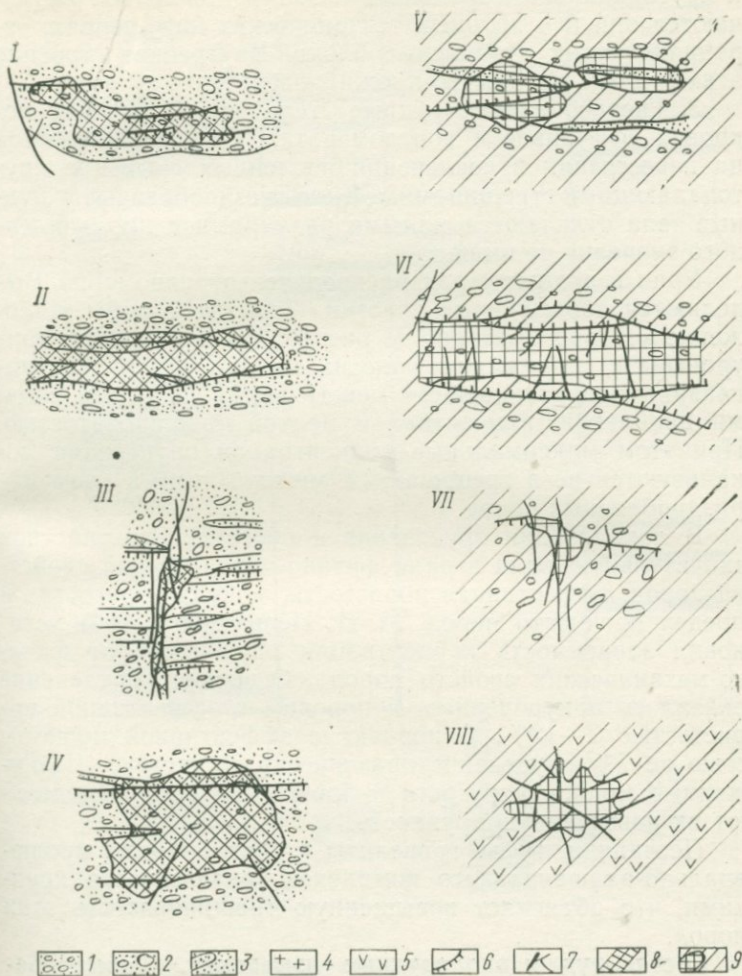


Рис. 52. Структурно-морфологические типы рудных тел и рудных столбов мышьяково-уранового месторождения (по М. Д. Пельме-неву, 1968):

I-IV — рудные тела (*I* — линзовидные, *II* — пластообразные, *III* — жилеобразные, *IV* — гнездообразные); *V-VIII* — рудные столбы (*V* — на сопряжении пологих разрывов, *VI* — в участках повышенной трещиноватости между пологими разрывами, *VII* — на пересечениях пологих трещин с крутоспадающим разрывом, *VIII* — в узлах сопряжения разноориентированных трещин); 1 — гравелиты; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — граниты; 5 — липариты; 6 — пологие зоны дробления; 7 — крутоспадающие трещины; 8 — рудные тела; 9 — обогащенные участки в рудных телах (рудные столбы)

к крутопадающим трещинам и зонам дробления. Встречаются они и в крупных тектонических нарушениях, ограничивающих рудоносные блоки. Внутреннее строение этих рудных тел обычно прожилковое.

3. Гнездообразные рудные тела встречаются в породах эффузивов и конгломератах. Они локализуются на пересечении и сочленении послойных срывов с крутопадающими трещинами. Жило-гнездообразные рудные тела отличаются малыми размерами и промышленного значения не имеют.

Уран в рудных телах распределен неравномерно. Выделяются обогащенные участки — рудные столбы, положение которых показано на рис. 52. Чаще всего они приурочены к сопряжению пологих трещин и зон расслаивания или развиваются между двумя пологими зонами дробления, в участках с мелкой трещиноватостью. При этом максимальные концентрации оруденения локализуются не в трещинах, а между ними в цементе раздробленных пород.

В локализации оруденения и обогащенных участков значительную роль играли физико-механические свойства пород: эффективная пористость, модуль упругости и предел прочности пород. М. Д. Пельменев (1968) установил зависимость концентрации оруденения от физико-механических свойств пород. Основное оруденение оказалось приуроченным к породам с эффективной пористостью 7—12%. В породах с эффективной пористостью до 7% оруденение практически отсутствует. Пониженные модуль упругости и прочность пород определяют их повышенную хрупкость.

Песчаники, туфы, гравелиты и конгломераты пролювиально-аллювиального комплекса оказываются хрупкими, что объясняет повышенную трещиноватость этих пород.

Состав руд и околорудные изменения. Формирование оруденения происходило в три стадии. Последовательность минералообразования показана на рис. 53.

Наиболее ранняя стадия — аргиллизация пород. Аргиллизацией охвачены почти все породы, но наиболее интенсивные изменения развиваются вдоль межпластовых разрывов и по пластам с повышенной пористостью. Гидротермальные аргиллиты имеют зональное строение. Во внешней зоне — каолинит-карбонатной — отмечается замещение вкрапленников плагиоклаза каолинитом, био-

Минерал	Стадии минералообразования		
	Аргилли- зации	Настуран- мышьяковая	Карбонат- диккитовая
Каолинит	—	—	—
Mg-Fe-карбонаты	—	—	—
Кальцит	—	—	—
Гидрослюды	—	—	—
Хлорит	—	—	—
Пирит	Кристалли- ческий	Метакол- лоидный	—
Кварц	Халцедон	—	—
Рутил	—	—	—
Окислы урана (настуран, черни)	—	—	—
Коффинит	—	—	—
Самородный мышьяк	—	—	—
Сфалерит	—	—	—
Марказит	—	—	—
Реальгар	—	—	—
Диккит	—	—	—
Барит	—	—	—
Тектонические подвижки и приоткрытие трещин	↑	↑	↑
Парагенетические ассоциации минералов	Гидрослюды- каолинит- кварц	Гидрослюды- кварц <small>урановые окислы-срмо- лоидный мышьяк-карби- нит; урановые окислы- коффинит-пирит, коффинит-кальцит</small>	Гидрослюды- реальгар Диккит-кальцит- реальгар

Рис. 53. Последовательность минералообразования на мышьяково-урановом месторождении.

тата — карбонатом и хлоритом, по основной массе пород развиваются карбонат, хлорит и каолинит. В центральной зоне — каолинит-кремнисто-сульфидной — плагиоклаз замещается полностью каолинитом и кварцем, по биотиту развиваются гидрослюды и пирит, а по основной массе — кристоллический кварц, пирит и гидрослюды. Ортоклаз устойчив в обеих зонах.

Минерализация рудной стадии накладывается как на внешнюю, так и на центральную зону аргиллизированных пород. Она следует непосредственно за аргиллизацией. В рудную стадию сформированы настуран, коффинит, урановые черни, метаколлоидный пирит, марказит, самородный мышьяк и реальгар. Из урановых минералов преобладает урановая чернь. Она пропитывает гидрослюдистый цемент и измененный обломочный материал осадочных пород, а также образует «налеты» на стенках микро- и макротрещин.

Настуран представлен в различной степени гидратированными разностями, отличающимися отражательной способностью и формой выделения. Настуран и коффинит образуют тонкие срастания с пиритом и самородным мышьяком в кремнисто-гидрослюдистых и карбонатных агрегатах. Настуран содержит тонкую вкрапленность самородного мышьяка или образует ритмичные срастания с колломорфными выделениями последнего, свидетельствующие о многократном выделении из растворов этой пары минералов (рис. 54, а). Подобные же взаимоотношения устанавливаются для настурана и колломорфного пирита.

Коффинит обычно наблюдается в тесной ассоциации с настураном, но выделяется после него, обрастая почки настурана (см. рис. 54, б). От самородного мышьяка коффинит обособляется выделениями настурана.

В послерудную стадию образованы прожилки карбоната с диккитом, кварцем, реальгаром и пиритом, реже баритом, сфалеритом и блеклой рудой.

Генезис месторождения. Существуют различные точки зрения на генезис месторождения. На раннем этапе изучения большинство исследователей склонялось к мнению об экзогенном происхождении руд, связанном с фильтрацией ураноносных пластовых вод по «палеоканалам» в русловых и долинных отложениях и накоплением рудного материала на участках, обогащенных органическими остатками. Допускалась также возможность сингенетического обогащения ураном пород с последующим переотложением его пластовыми водами и концентрацией урана в водопроницаемых горизонтах осадочных пород и туфов.

После выявления пространственной связи урановой минерализации с разломами, их приуроченности к полойным зонам трещиноватости, установления преры-

вистого многостадийного минералообразования и зональности гидротермально измененных пород, а также обнаружения урановых минералов в зонах дробления среди эффузивов и в гранитах фундамента мнение о гидротермальном происхождении рудной минерализации

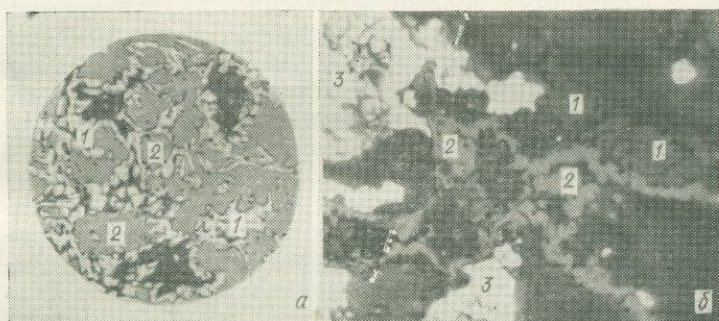


Рис. 54. Структуры срастания настурана и самородного мышьяка, настурана и коффинита:

а — кристаллы самородного мышьяка (1) образуют петельчатую структуру в настуране (2) (полир. шлиф, увел. 1300); *б* — срастание кристаллов коффинита (1) с почковидными выделениями настурана (2), корродированные зерна пирита (3) (полир. шлиф, увел. 800)

существенно укрепились. Можно считать установленной и парагенетическую связь оруденения с интрузивно-вулканическим комплексом мезозойских магматических пород. Малый вертикальный размах и значительная площадь развития в плане оруденения, аргиллитизация вмещающих пород, низкие температуры минералообразования являются специфическими особенностями рассматриваемых месторождений, что позволяет отнести их к приповерхностным гидротермальным месторождениям вулканогенной сери.

Минералообразование происходило в основном путем заполнения пор и микротрещин из гидротермальных растворов. Глубина формирования урановых залежей не превышала 300 м и определялась мощностью осадочно-вулканогенных пород впадины, расположенных над рудными телами. Вертикальный размах промышленного оруденения составляет 100—200 м. Температура минералообразования, определенная по растрескиванию квар-

ца рудной стадии, была близка к 195°C , а определенная по растрескиванию кварца и кальцита послерудной стадии составляла $170\text{—}150^{\circ}\text{C}$.

Первичные рудоносные растворы, по-видимому, имели глубинное происхождение. Они поднимались в приповерхностную зону по краевым разломам и смешивались с пластовыми водами депрессии. Анализ показывает, что эволюция химизма растворов и закономерности распределения окolorудных изменений во многом определяются движением пластовых вод вадозного происхождения, которым в смешанных растворах принадлежит ведущая роль. Повышенная проницаемость осадочных пород, значительное развитие послойных разрывов, присутствие активных восстановителей урана — обуглившихся растительных остатков предопределили благоприятные условия локализации богатых рудных залежей. Такая точка зрения наиболее полно объясняет фактический материал.

Список литературы

- Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, гл. 7, 8.
- Пельменев М. Д. Структурно-геологические позиции урановых месторождений в слоистых толщах верхнего структурного этажа. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968.
- Головин В. А., Канцель А. В., Шумилин М. В. и др. Некоторые особенности структурного контроля экзогенного уранового оруденения в осадочных и туфогенных породах. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.

Контрольные вопросы

1. Назовите отличительные признаки и охарактеризуйте геологическое положение мышьяково-урановых месторождений в наложенных впадинах.
2. Какие признаки экзогенного и эндогенного рудообразования характерны для мышьяково-урановых месторождений?
3. Назовите основные факторы, определяющие положение рудных тел и их морфологию на мышьяково-урановых месторождениях.
4. Какие структурно-морфологические типы рудных тел и рудных столбов характерны для мышьяково-урановых месторождений? Охарактеризуйте условия их локализации.
5. В чем заключается «литологический» контроль оруденения на мышьяково-урановых месторождениях? Назовите основные причины такого контроля.

6. Какие околорудные изменения пород характерны для мышьяково-урановых месторождений? Разъясните механизм их образования.

7. Каковы минеральный состав руд и типичные парагенетические ассоциации минералов рудной стадии мышьяково-урановых месторождений?

8. Относятся ли мышьяково-урановые месторождения к стратиформному типу? Назовите признаки стратиформных месторождений.

9. Охарактеризуйте мышьяково-урановые месторождения и их основные поисковые критерии.

Раздел 3. ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Экзогенные месторождения урана имеют важное промышленное значение. Среди экзогенных месторождений, освоенных промышленностью, выделяются три группы: группа А — седиментационно-диагенетические (сингенетические) месторождения в чехле молодых платформ; группа Б — эпигенетические инфильтрационные месторождения орогенных областей; группа В — полигенные месторождения в чехле молодых платформ.

Сингенетические месторождения урана широко распространены, но наибольшее значение среди них имеют месторождения двух типов: 1) редкоземельные фосфатурановые в глинах с костным детритусом рыб и 2) урановые в углях и лигнитах иногда с промышленными концентрациями бериллия, германия, селена и галлия.

Эпигенетические инфильтрационные месторождения урана весьма многообразны. Они объединены нами в три основных типа: 1) селен-урановые; 2) урано-битумные и 3) урано-угольные. Наибольшее промышленное значение имеют селен-урановые месторождения в терригенных породах, связанные с пластовыми зонами окисления.

Полигенные месторождения урана в последние годы выявлены в различных районах. Среди них промышленный интерес представляют месторождения двух типов: 1) урановые месторождения в терригенных отложениях с углефицированными растительными остатками и 2) ванадий-урановые месторождения в органогенных известняках.

Как видно из предлагаемой систематики, урановые месторождения в углях и угленосных отложениях имеют различное происхождение. В настоящее время установлено, что обогащение ураном этих отложений происходило сингенетично — при экзодиагенезе (торфяная стадия) и при эпигенезе — в стадию преобразования

торфа в лигниты, бурые угли и каменный уголь. В эпигенетическую стадию возникновения урановых залежей связано с деятельностью подземных вод, обогащенных ураном и другими элементами — спутниками урана, а также вследствие перераспределения ранее накопленного урановородного материала.

Таким образом, среди экзогенных урано-угольных месторождений и урановых месторождений, возникших в терригенных отложениях с углефицированным растительным материалом, выделяются различные по генезису концентрации урана: сингенетические, эпигенетические инфильтрационные и полигенные.

ГЛАВА 6. СЕДИМЕНТАЦИОННО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ (СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЧЕХЛЕ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

К сингенетическим обычно относят месторождения, рудное вещество которых накопилось в процессе седиментации и диагенетических изменений осадка. В рудах сингенетических месторождений почти всегда происходит незначительное более позднее перераспределение рудного вещества, существенно не изменяющее морфологию рудных тел и распределение урана внутри них.

Общими признаками сингенетических месторождений являются: а) согласное с напластованием вмещающих пород залегание рудных тел; б) зависимость основных параметров оруденения от изменения фаций вмещающих пород; в) равномерное или почти равномерное распределение рудного вещества по простиранию вмещающих пород при сравнительно резком изменении его содержания по мощности; г) радиоактивное равновесие дочерних продуктов распада урана в неокисленных рудах и д) абсолютный возраст урановых минералов совпадает с возрастом вмещающих пород или оказывается более древним.

Сингенетическое урановое оруденение связано с различными типами осадочных пород. Рудные концентрации установлены в торфах, лигнитах и бурых углях, в черных битуминозных сланцах и фосфоритах, в терригенных континентальных отложениях с углефицированными растительными остатками и в глинистых отложениях с костным детритусом (от латинского *detritus* —

перетертый) рыб. Наибольшее промышленное значение в настоящее время имеют редкоземельные фосфат-урановые месторождения в глинах с костным детритусом рыб, подчиненное — ураноносные угли и лигниты.

§ 1. Редкоземельные фосфат-урановые месторождения в глинах с костным детритусом рыб

В глинах, содержащих остатки ихтиофауны, месторождения урана встречаются редко. К настоящему времени такой тип уранового оруденения установлен в отложениях чехла молодых платформ. Месторождения представлены рудными пластами, которые приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Уран связан с фосфатизированными обломками скелета и покровных частей рыб. Основным его концентратом является костный детритус. Руды являются комплексными и характеризуются невысокими, но устойчивыми концентрациями редкоземельных элементов и фосфатов. Промышленная ценность месторождений определяется значительными запасами руд, выдержанной мощностью рудоносных пластов, пригодных для использования открытых систем разработки. Эффективные методы обогащения — отмучивание и промывки руд — позволяют легко выделять обогащенный концентрат костного детритуса.

В качестве примера ниже рассмотрена геология месторождения, расположенного в алевролитовых глинах с прослоями мергелей, сформировавшихся в шельфовой зоне мелководного эпиконтинентального бассейна.

Геологическое положение и морфология рудных тел.

Рудовмещающие отложения слагают крыло пологой брахискладки с моноклинальным падением горизонтов под углами от 2 до 5°. Они представляют собой черные, зеленовато-серые и синеватые глины с прослоями серых алевролитов, белых мергелей и известняков. Оруденение обычно локализовано в одном или нескольких горизонтах глин. Расстояние по разрезу между рудоносными горизонтами варьирует от первых метров до десятков метров. Рудные залежи представляют собой пласты, согласные с напластованием толщ (рис. 55, А).

Рудные пласты прослеживаются (по простиранию) на первые километры и редко более. Они имеют сложное

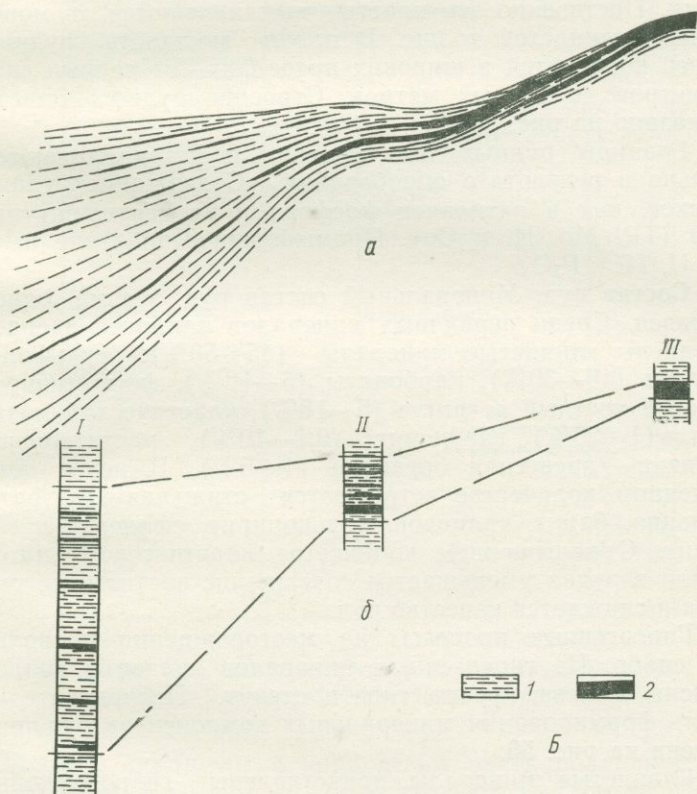
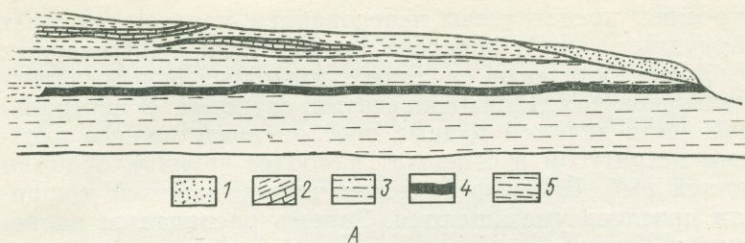


Рис. 55. Геологическое строение редкоземельного фосфат-уранового месторождения (по В. И. Данчеву, 1973):

А — разрез вкrest простираения рудовмещающих отложений: 1 — четвертичные отложения; 2 — известковистые глины с прослоями мергелей; 3 — тонкослоистые алевролитовые глины; 4 — рудная залежь; 5 — зеленовато-серые глины; Б — разрез по падению рудной залежи (а) и опорные разрезы (б): 1 — тонкослоистые алевролитовые глины; 2 — рудные пласты, представленные темно-серой глиной со скоплениями костных обломков рыб

строение: представлены чередованием прослоев светлых безрудных глин и прослоев темных глин, насыщенных рыбными остатками, а также тонкодисперсным пирит-мельниковитом. Руды полосчатые, слоистые. В центральной части залежей рудные прослои представлены плотным детритусом и содержат наиболее крупные обломки костей рыб. В периферических частях залежей мощности прослоев уменьшаются. Залежь распадается на несколько тонких пластов, разделенных безрудными глинами. Постепенно эти пласты выклиниваются в монотонной глинистой толще. В целом мощность рудных слоев колеблется в широких пределах — от первых сантиметров до первых метров. Строение рудного пласта показано на рис. 55, Б.

Границы рудных тел нечеткие и устанавливаются только в результате опробования. Содержание урана низкое, как и пятиоксида фосфора и элементов-спутников (TR, Mo, Ni и Co). Промышленное значение имеют U, TR и P_2O_5 .

Состав руд. Минеральный состав руд весьма однообразен. Среди первичных минералов наиболее распространены глинистые минералы (45—50%), сульфиды железа (10—30%), карбонаты (5—18%), фосфатизированный костный детритус (5—18%), кластический материал (1—25%), глауконит (0,1—10%), растительные остатки — древесная органика (1—5%). В резко подчиненном количестве встречаются стяжения фосфата кальция, барит, халцедон, халькопирит, сфалерит и галенит. С повышением количества кластического материала в рудах уменьшается содержание костного детритуса и снижается качество руд.

Гипергенные процессы на месторождении проявлены слабо. Из гипергенных минералов развиты гидроокислы железа, ярозит, гипс и отенит. Последовательность формирования минеральных компонентов руд приведена на рис. 56.

Глинистые минералы представлены гидромусковитом, каолинитом и бейделлитом. Эти минералы образуют тонкочешуйчатые агрегаты. Из сульфидов железа наиболее распространен мельниковит, менее распространены кристаллический пирит и марказит. В виде изоморфной примеси в мельниковите содержатся мышьяк, кобальт, никель, сурьма. Основная масса сульфидов сосредоточена в местах скопления костного детритуса.

Сульфиды и главным образом мельниковит в ассоциации с глинистыми минералами цементируют обломки костного детритуса или заполняют пустоты в них.

Костный детритус представлен обломками костей голов, ребер, позвонков, зубов и чешуи ископаемых рыб.

Минерал	Стадии минералообразования			
	Седимента- ционная	Диагенетическая		Гипер- генная
		Ранняя	Поздняя	
Глинистые минералы	■			
Кристаллические минералы (кварц, полевые шпаты, мусковит, турмалин, циркон, анатаз, рутил, ильменару- тил, сфен, гранат, амфи- болы, диопсид, цоизит)	■			
Костный детритус	■			
Уран и редкие земли в сорбированной форме	---			
Древесная органика	■			
Глаукофит		■		
Фосфат кальция (стажжения)		■		
Барит		■		
Опал, халцедон		■		
Мельниковит-пирит, марказит		■		
Халькопирит		■		
Сфалерит		■		
Галенит		■		
Кальцит			■	
Доломит			■	
Гидроокислы железа				■
Ярозит				■
Дестинезит				■
Гипс				■
Отенит				■

Рис. 56. Последовательность минералообразования на редкоземельном фосфат-урановом месторождении

Обломки окрашены в коричневые цвета различной тональности. Размеры их колеблются от 5—7 см до долей миллиметра (преобладают размеры 0,5—0,05 мм). Хорошо сохранились зубы и позвонки, меньше — ребра, чешуя и плоские кости. Наиболее крупные обломки несут следы слабой окатанности. Все они ориентированы горизонтально, согласно со слоистостью глин. Костные остатки замещены на 95—97% фосфатом кальция из

группы апатита-франколита. Характерная структура таких пород показана на рис. 57.

Химический состав костных остатков непостоянен и колеблется в широких пределах: 48—51,8% CaO, 33—37% P₂O₅, 3,5% F, 1,8—3,6% SO₃, 0—3,4% CO₂, 0—1,2% Al₂O₃, 0,7—1,14% Na₂O, 0—0,4% K₂O, 0,6—4,7% H₂O. Кроме того, в них присутствуют Fe, Mo, U и редкие земли. Содержание органического вещества в рудах не превышает 3—5%.



Рис. 57. Характерная структура фосфатизированных костных остатков рыб в глине (по В. И. Данчеву, 1969; проз. шлиф, без анализатора, увел. 150)

Уран не образует собственных первичных минералов. Основным концентратором урана и редких земель является костный детритус. Единого мнения о форме связи урана с компонентами костного детритуса в настоящее время нет. Фосфат кальция и органическое веществ-

во костного материала могут концентрировать уран в сорбированной форме, но, кроме того, уран может входить и в решетку фосфата, замещая кальций. Исследования связи урана с костным детритусом показали, что распределения урана в костном материале неравномерно. Его количество возрастает с увеличением содержания органического углерода. Коэффициент корреляции органического углерода и урана в некоторых залежах равен 0,932, а пятиокси фосфата и урана — 0,097. Аналитические формы концентрации урана известны и на других месторождениях, в частности в органогенных известняках (рис. 58) распределение урана связано с высокой удельной поверхностью тонкоперетертого костного материала. Прямая зависимость содержания урана от количества органического вещества костной ткани указывает на сорбционную форму его вхождения в детритус (или в виде уранорганических соединений). Фосфат кальция как концентратор урана играет подчиненную роль.

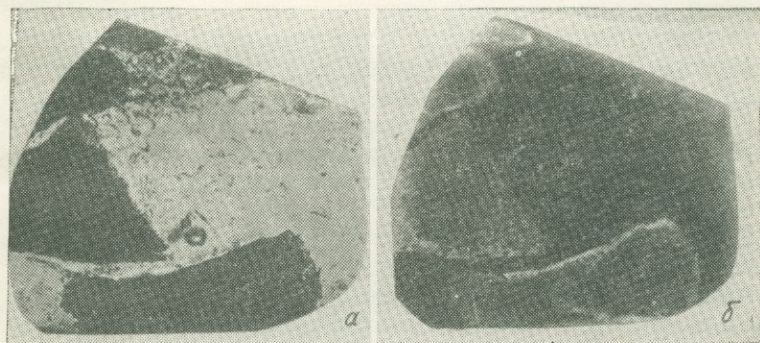


Рис. 58. Ураноносные костные остатки в органогенных известняках (по В. И. Данчеву):

а — фото штуфа (темное—костный детритус); *б* — радиография штуфа

Среди редкоземельных элементов установлены лантан, церий, празеодим, неодим, самарий, гадолиний, тербий, диспрозий, европий, тулий и лютеций. Их содержание, как и урана, хорошо коррелируется (0,959) с содержанием органического углерода в костном детритусе. Редкие земли, по-видимому, находятся в этом материале также в сорбированной форме. Содержания никеля и кобальта коррелируются с содержанием суль-

фидной серы. Такая зависимость указывает на изоморфное вхождение их в пирит. Молибден в рудах находится в окисной и сульфидной формах примерно в равных количествах. Окисная форма связана с костным детритусом, а сульфидная — с мельниковитом и пиритом.

Генезис месторождения. Урановые концентрации, а также концентрации редких земель и фосфата связаны с залежами костных обломков ихтиофауны. Литолого-фациальные исследования показали, что эти залежи формировались в морском бассейне, в пределах континентального склона, где были развиты восходящие течения, определявшие массовое скопление рыб. В результате сезонного «цветения» воды, связанного с развитием планктона, в этих районах периодически возникало сероводородное заражение, что вызывало массовую гибель рыб. Формировалась так называемая «рыбная» фация, т. е. глинистые осадки, содержащие повышенное количество костных остатков. Формирование самих костных залежей происходило в результате перебива и переотложения рассеянного детритуса донными течениями или поверхностными потоками. Максимальная концентрация костного детритуса приурочена к депрессиям морского дна, где были застойные воды.

Накопление урана и редких земель происходило, по-видимому, в результате их адсорбции органическим веществом костных обломков. Этот процесс протекал в течение длительного времени. Решающая роль в накоплении урана принадлежала стадии диагенеза осадков, когда кислородные ураноносные воды донного течения омывали костную залежь, в которой в результате разложения остатков органического вещества формировалась восстановительная обстановка и образовывался мельниковит. По-видимому, сочетание процессов восстановления и сорбции урана определяет интенсивное его осаждение в этих условиях. Основная часть карбонатов образовалась в стадию позднего диагенеза, когда уменьшились концентрации сероводорода и повысилась щелочность среды.

Список литературы

- Блох А. М., Коченов А. В. Элементы-примеси в костном фосфате ископаемых рыб. — В кн.: Геология редких элементов. Вып. 24. М., «Недра», 1964.

- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966.
- Коченов А. В., Мстиславский М. М., Столяров А. С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., «Недра», 1970.
- Пак А. И. К вопросу о генезисе уранового оруденения с залежами костного детритуса ихтиофауны. — «Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва», 1973, вып. 26.
- Рехарская В. М., Полупанов Л. И. Распределение урана в ископаемом костном детритусе. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1973, № 3.

Контрольные вопросы

1. Какие классы и типы месторождений следует выделять среди экзогенных месторождений урана? Назовите основные особенности главных представителей каждого типа экзогенных месторождений урана.

2. Назовите признаки сингенетических месторождений урана и их основные типы. Какие из этих месторождений имеют промышленное значение?

3. Назовите отличительные признаки и охарактеризуйте геологическое положение редкоземельных фосфат-урановых месторождений.

4. Охарактеризуйте вещественный состав руд, костный детритус, формы связи урана с костным детритусом на редкоземельных фосфат-урановых месторождениях.

5. Расскажите о генезисе и сформулируйте поисковые критерии месторождений урана в глинах с костным детритусом рыб.

§ 2. Бериллий-урановые месторождения в лигнитах и бурых углях

В качестве примера рассмотрено месторождение в третичных угленосных отложениях, заполняющих грабен-синклиналь, возникшую на коре выветривания кислых магматических пород.

Рудовмещающие отложения (в разрезе) делятся на три толщи (рис. 59). Нижняя, базальная толща сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитоглинистыми породами, относящимися к делювиально-пролювиальным отложениям. Продуктивная угленосная часть разреза представлена песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями лигнитов и бурых углей, а также углистых и сапропелевых глин. Угленосные породы подстилаются водонепроницаемыми горизонтами глин и алевролитов, отложенных в озерных и озерноболотных условиях. Надугольная толща также представлена тонкообломочными алевролитоглинистыми от-

ложениями, образующими верхний водоупорный горизонт. Концентрации урана приурочены к лигнитам, тонкослоистым озерным глинам с углистыми остатками и современным торфом. Наибольшие его содержания отмечены в лигнитах.

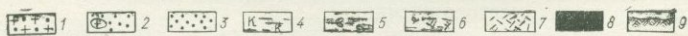
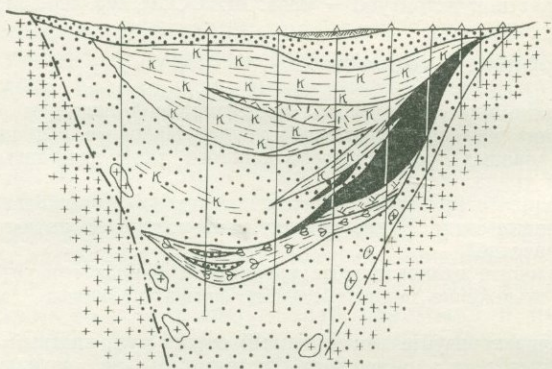


Рис. 59. Геологическое строение бериллий-уранового месторождения в лигнитах (разрез, по В. И. Данчеву и др., 1969): 1 — гранит выветрелый; 2 — песчаники и гравелиты с глыбами гранита; 3 — песчаники аркозовые, глины; 4 — каолинистая глина; 5 — углистая глина; 6 — сапропелитовая глина; 7 — туфы; 8 — ураноносные бурые угли и лигниты; 9 — торф

Форма рудных тел пластообразная, их мощность соответствует мощности прослоев углей и лигнитов. Распределение в разрезе бериллия и иттрия подчиняется в основном тем же закономерностям, что и распределение урана, хотя ореол рассеяния бериллия значительно шире, чем урана.

Самостоятельные урановые и бериллиевые минералы в торфяниках не встречены. По-видимому, преобладающее количество урана сорбировано торфами в стадию их диагенеза. Повышенные содержания бериллия часто наблюдаются в углях, где бериллий связан главным образом с их органической, а не с минеральной частью.

Бериллий, как и уран, при высоких рН в результате выветривания магматических бериллийсодержащих пород переходит в раствор. Поверхностными водами в виде коллоидных растворов он переносится в гидроксидной форме $\text{Be}(\text{OH})_2$ и осаждается в торфяниках при $\text{pH} < 7$ в форме стабильных металлорганических комплексов (В. И. Данчев, 1969).

Список литературы

- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966, с. 74—79.
- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Васильева Г. Л. и др. Бериллий в угленосных отложениях и сидеритовых конкрециях третичного возраста. — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 5,

Контрольные вопросы

1. Назовите основные отличительные особенности сингенетических бериллий-урановых месторождений в лигнитах, охарактеризуйте их геологическое положение.
2. Какие закономерности распределения урана, бериллия и иттрия характерны для бериллий-урановых сингенетических месторождений в лигнитах?
3. Каков генезис бериллий-урановых руд в лигнитах? Сформулируйте их основные поисковые критерии.

ГЛАВА 7. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

К эпигенетическим месторождениям относятся месторождения, руды которых возникли после литификации осадка. Рудовмещающие породы и урановые концентрации сформировались в разное время и в разных условиях.

Наибольшее распространение среди эпигенетических месторождений урана имеют инфильтрационные месторождения, руды которых образовались в результате отложения полезных компонентов в ранее безрудных осадочных породах из просачивавшихся рудоносных растворов.

Инфильтрационные месторождения подразделяются на инфильтрационные месторождения выветривания и инфильтрационные гидрогенные месторождения. При образовании первых рудоносные растворы поступают

сверху вниз. При этом рудное вещество выщелачивается из кор выветривания, расположенных в области питания растворов, и откладывается на нижней границе зоны окисления в так называемой зоне цементации. При образовании инфильтрационных гидрогенных месторождений кислородсодержащие водные растворы, просачиваясь по проницаемым породам или зонам дробления, выщелачивают уран из вмещающих пород и затем откладывают его на границе зон пластового окисления. Возможно, что уран частично поступает по разломам из глубинных зон земной коры.

Признаками эпигенетического оруденения служат: а) секущее положение рудных тел по отношению к слоям рудовмещающих пород; б) пространственная связь оруденения с разрывами и пликативными нарушениями; в) приуроченность к краевой фронтальной зоне пластового окисления и г) значительный разрыв во времени между формированием пород и руд.

Наибольшее промышленное значение среди эпигенетических месторождений урана имеют селен-урановые месторождения в терригенных осадках, а также месторождения урано-битумной и урано-угольной рудных формаций.

§ 1. Селен-урановые месторождения в терригенных отложениях

Селен-урановые месторождения, связанные с пластовыми зонами окисления¹ терригенных пород, содержат весьма крупные запасы урана и селена при рядовом и высоком качестве руд. В настоящее время в мире известно несколько крупных ураноносных провинций, основные месторождения которых сформированы нисходящими фильтрующимися кислородсодержащими пластовыми водами поверхностного происхождения. Для этих месторождений характерно пологое залегание рудовмещающих пород и рудных тел (5—8°), краевое положение рудных полей в пределах артезианских бассейнов,

¹ Зоной пластового окисления называется участок водоносного горизонта, где минералы двухвалентного железа частично или полностью замещены гидроокислами железа в результате деятельности кислородсодержащих напорных пластовых вод артезианских бассейнов.

наличие пластовых зон окисления в водопроницаемых горизонтах и преимущественная локализация уранового оруденения на границе выклинивания пластовых зон.

Геологическое положение. Геология района, рассматриваемого в качестве примера, проста. В разрезе выделяются два структурных этажа. Нижний структурный этаж сложен интенсивно дислоцированными породами геосинклинальных формаций, прорванных гранитами. Верхний структурный этаж представлен платформенными отложениями континентальных и морских фаций. Эти отложения смяты в пологие брахискладки и разбиты разрывами в связи с послеплатформенной активизацией тектонических движений. В результате активизации возникли крупные сводовые поднятия, разделенные впадинами, существенно подновились разломы фундамента, образовались новые сопряженные с ними крупные разрывы, в совокупности создавшие блоковую структуру района. В ядрах поднятий оказались выведенными на дневную поверхность породы фундамента, в том числе и гранитоиды. Депрессии, заполненные платформенными осадками, в период формирования оруденения являлись артезианскими бассейнами.

Рассматриваемое месторождение приурочено к периферической части одного из таких бассейнов. Оно находится в периклинальном замыкании антиклинальной складки, в непосредственной близости от разломов, ограничивающих ядро складки, сложенное породами фундамента (рис. 60). Стратиграфическое положение оруденения не является определяющим фактором. В геологическом разрезе района промышленные руды расположены многоярусно, но крупные месторождения сосредоточены в нижних трансгрессивных и верхних регрессивных сериях осадочных отложений. Не является определяющей и фациальная особенность вмещающих пород. Промышленные концентрации урана установлены как в мелководных прибрежно-морских, так и в континентальных отложениях. Среди них основные рудные концентрации локализуются в дельтовых и аллювиальных фациях, представленных песчано-глинистыми, песчаными и песчано-конгломератовыми отложениями, обогащенными органическим материалом. В то же время бывают рудоносными пролювиальные, озерно-болотные и другие фации пород. Однако неизменным условием является высокая восстановительная емкость

и повышенная водопроницаемость вмещающих пород, их положение между водоупорами.

Морфология рудных тел. Морфология рудных тел разнообразна. Преимущественно это пологие залежи крупных размеров, имеющие в плане форму линз и лент, подковообразных тел или форму овалов. В разре-

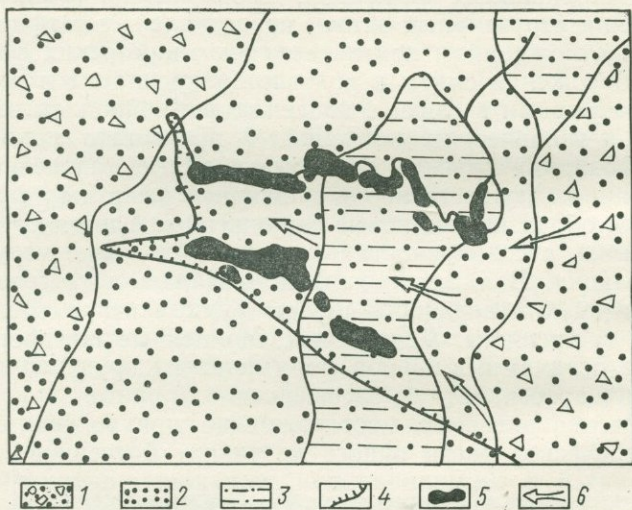


Рис. 60. Положение селен-урановых месторождений (план):

1 — фации временных потоков и конусов выноса, песчаники с линзами гравелитов; 2 — прирусловия и стержневая фации, косослойные песчаники с линзами гравелитов; 3 — пойменная фация, песчаники с линзами алевролитов; 4 — граница зоны пластового окисления, 5 — рудные залежи; 6 — направления движения подземных вод

зах большинство из них имеет уплощенную серповидную форму, ориентированную выпуклой стороной вниз по падению пласта. Рудные залежи подобной морфологии получили название роллов. Нижняя часть залежей называется мешковиной, а верхние, раздвоенные части, отжатые к кровле и почве пласты, — крыльями. Основные морфологические типы роллов показаны на рис. 61.

Состав руд. Руды состоят из терригенных зерен кварца (60—90%), глинистых и карбонатных минералов (10—12%), растительных остатков, иногда битумов и

почти всегда присутствующих сульфидов железа (0,1—1,0%). Урановая минерализация представлена в основном регенерированными урановыми чернями, в подчиненном количестве присутствуют настуран и коффинит.

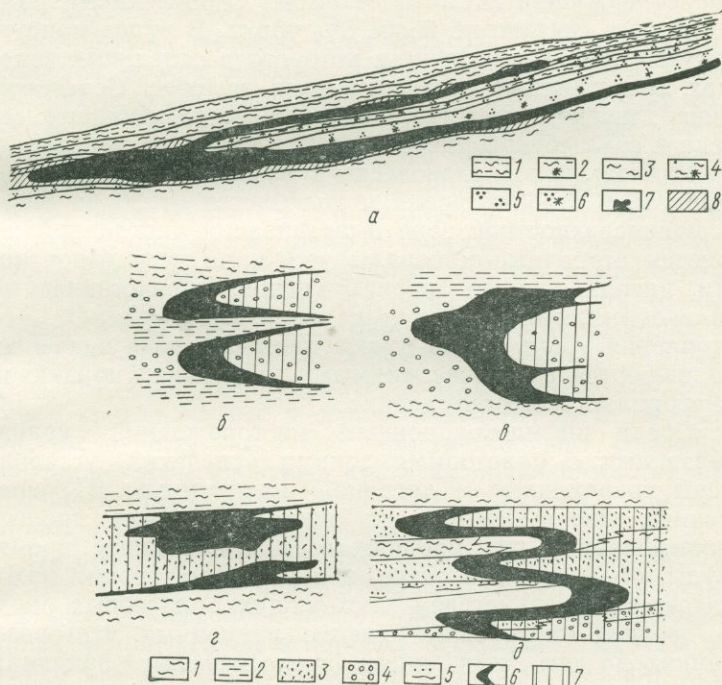


Рис. 61. Характерные формы внутрипластовых рудных залежей (роллов) селен-уранового месторождения (разрезы):

а — пластообразный ролл: 1 — алевролиты; 2 — окисленные алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — окисленные, «запесоченные» глины; 5 — песчаники; 6 — окисленные песчаники; 7 — богатые руды; 8 — бедные руды; *б*—*д* — сложные роллы (*б* — двоянный ролл, разделенный пачкой алевролитов или глин, *в* — С-образный ролл с расчлененными крыльями, *г* — ролл, разорванный в «мешковой» части зоной внутрипластового окисления; *д* — сложный многоярусный ролл): 1 — алевролиты; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — гравелиты; 5 — запесоченные глины; 6 — рудные тела; 7 — зоны пластового окисления пород

Урановые черни как бы обволакивают породообразующие минералы, образуя налеты и пленки, пропитывают цемент песчаников и образуют скопления в наиболее водопроницаемых участках породы. Мелкие выделения на-

стурана приурочены к углефицированным остаткам и пириту. Коффинит отмечается в ассоциации с растительными остатками. Кроме того, присутствуют урансодержащее органическое вещество и фосфатизированный урансодержащий костный детритус. С последними компонентами связано не более 5% урана. В рудах присутствует селен, концентрации которого в отдельных залежах представляют промышленный интерес. Селеновая минерализация представлена в форме самородного селена и селенсодержащего новообразованного пирита.

Радиоактивное равновесие в рудах, как правило, смещено в сторону урана и колеблется от 30 до 80%. В приповерхностной зоне выветривания иногда наблюдаются вторичные минералы урана, по всей вероятности, инсоляционного происхождения, представленные силикатами, ванадатами и карбонатами уранила. Эти скопления урана редко имеют промышленное значение, но являются одним из прямых поисковых признаков внутрипластового оруденения.

Среди инфильтрационных месторождений урана, связанных с пластовыми зонами окисления, установлены современные и древние — погребенные. В современных инфильтрационных месторождениях процесс формирования руд продолжается в настоящее время. Руды, образованные ранее, и в настоящее время находятся под воздействием нисходящих пластовых вод. В древних погребенных инфильтрационных месторождениях по тем или иным геологическим причинам фильтрация пластовых вод, омывавших рудные тела, прекратилась. В этом случае руды и вмещающие породы более плотно сцементированы; радиоактивное равновесие в них устойчиво и незначительно сдвинуто в сторону урана. Метаморфические процессы, воздействовавшие на руды, обусловили существенное преобразование минерального состава руд и некоторое перераспределение рудных компонентов, в первую очередь урана. Месторождения приобретают существенно иной облик. Их часто рассматривают как метаморфизованные месторождения урана.

Эпигенетическая зональность в рудовмещающих пластах. На инфильтрационных месторождениях в пределах рудовмещающего горизонта отмечается окислительная эпигенетическая минеральная зональность. Под эпигенетической зональностью понимается изме-

нение пород, которое возникает в результате единого однонаправленного эпигенетического процесса. При окислительном эпигенезе формируется окислительная эпигенетическая зональность. В последовательной смене минеральных ассоциаций выделяют передовую, центральную и тыловую эпигенетические зоны (рис. 62).

В пределах тыловой зоны пластового окисления выделяются четыре подзоны, которые закономерно сменяют друг друга в направлении движения пластовых вод и отвечают различной степени окисленности железосодержащих минералов. В подзоне полного окисления окислены все минералы железа, широко развит тонкораспыленный гидрогетит, окрашивающий породы в яркие желто-оранжевые цвета. В подзоне неполного окисления пирит, сидерит и органическое вещество окислены полностью, глауконит же окислен частично, только с поверхности зерен, слабо окислены биотит и хлорит, а фосфаты обесцвечиваются в результате окисления органического вещества и пирита. Породы в этой подзоне имеют светло-желтые и серовато-желтые цвета. В подзоне «точечного» окисления пространственно совмещены гидроокислы железа и частично окисленные пирит, сидерит и органическое вещество. Глауконит, биотит, хлорит и фосфаты не изменены.

На некоторых месторождениях начиная с этой подзоны отмечается обогащение селеном, главным образом в форме селенсодержащего лимонита. Повышенные концентрации селена в породах несколько сдвинуты по восстанию пласта относительно урановых, так как восстановление селена происходит при более высоких значениях Eh , чем это нужно для $U(IV)$ и $Fe(III)$.

Все подзоны тыловой зоны пластового окисления характеризуются повышенной радиоактивностью, что можно объяснить обогащенностью пород радием, оставшимся после выноса урана. Радиоактивное равновесие сдвинуто в сторону избытка радия и составляет 500—2000%. Глубина проникновения пластового окисления достигает 400—600 м, а протяженность зон иногда достигает первых десятков километров по простиранию.

В центральной зоне, или зоне уранового оруденения, породы имеют серую, темно-серую до черной окраску. В этой зоне иногда выделяется две подзоны.

Первая подзона — черные урановые руды — характеризуется развитием черных порошковатых налетов и землистых скоплений регенерированных окислов урана. Они покрывают «рубашкой» терригенные и аутигенные породообразующие минералы, пропитывают глинистый и карбонатный цемент, скапливаются в наиболее пронизываемых участках и на контактах с линзами глин внутри пласта песчаников. Здесь сосредоточены наиболее богатые руды. Текстура черных руд в значительной степени определяется текстурными особенностями вмещающих пород. Наиболее развиты пятнистые, полосчатые и тонкополосчатые текстуры. В случае продолжения фильтрации подземных вод в этой подзоне в настоящее время происходит осаждение урана, а на переднем фланге подзоны вследствие наступления фронта окисления урановые руды разрушаются, выщелачиваясь пластовыми водами. Радиоактивное равновесие черных руд обычно сдвинуто в сторону избытка урана до 30—80%.

Вторая подзона — серые руды. Руды здесь имеют серый и зеленовато-серый цвет. Урановая минерализация распределена неравномерно. Текстуры руд — тонковкрапленные и гнездовидные. Урановые минералы в серых рудах обычно невидимы не только макроскопически, но часто и под микроскопом. Содержания урана в рудах низкие, обычно непромышленные. Радиоактивное равновесие смещено в сторону урана (до 70—50%). Переход серых руд в неизменные сероцветные породы постепенный.

В целом центральная зона — это зона накопления урана. Она характеризуется резким изменением окислительной обстановки на восстановительную для U, Fe и Se. Господствующая форма нахождения урана — окислы, железа — сульфидная форма, селена — самородная.

Передовая зона эпигенетической зональности условно начинается ниже контура рудного тела. Она характеризуется повышенными концентрациями урана (сотые и тысячные доли процента). Окраска пород серая или зеленовато-серая, не отличающаяся от неизменных вмещающих пород.

На границе передовой и центральной зон эпигенетической зональности на некоторых месторождениях фиксируется молибденовый ореол. Количество молиб-

дена резко превышает кларковые содержания его в неизменных сероцветных породах. Минеральные формы молибдена не установлены. Ниже по падению рудовмещающего пласта неизменные сероцветные породы характеризуются восстановительными условиями, «кларковыми» содержаниями урана и меньшим содержанием железа, чем в зоне ураноаккумуляции.

Генезис месторождения. Существуют различные точки зрения по поводу генезиса рассматриваемых месторождений. Большинство исследователей однозначно рассматривают эпигенетическую инфильтрацию пластовых вод как рудообразующую, приводящую к формированию рудных роллов под зоной пластового окисления пород. Для образования руд необходимо, чтобы рудовмещающие породы в период оруденения выходили на поверхность, слагая раскрытые гидрогеологические структуры артезианского типа, а на поверхности и в приповерхностных условиях были развиты безнапорные грунтовые воды. Эти воды в районах с аридным климатом содержат значительное количество свободного кислорода и характеризуются высокими значениями Eh . Содержание урана в них составляет $n \times 10^{-5}$ г/л. Пластовые воды обычно напорные, характеризуются закономерным падением пьезометрических уровней в направлении к очагам разгрузки. По мере движения по пласту эти воды постепенно изменяют свою гидрохимическую характеристику, теряя одни компоненты и обогащаясь другими (см. рис. 62).

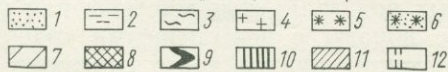
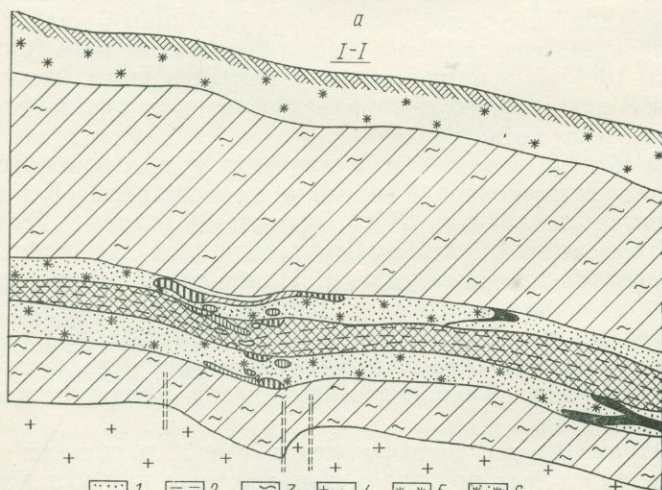
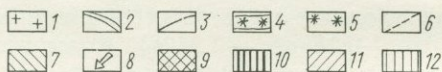
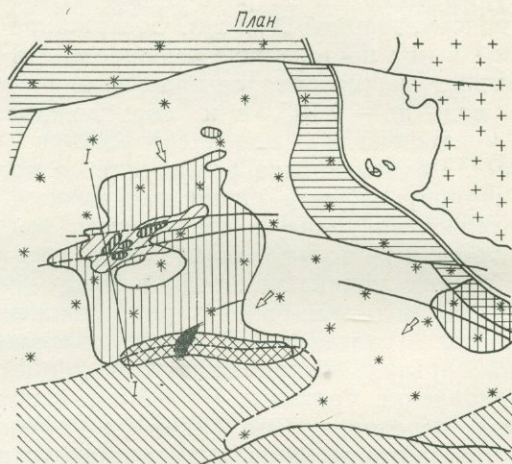
Установлено, что в тыловой зоне пластового окисления воды характеризуются положительным значением Eh до +0,22 в, а иногда и выше. Они имеют сульфатно-хлоридный, натриево-кальциевый состав с общей минерализацией 5—15 г/л, содержат свободный кислород до 8 мг/л, углекислоту до 30—50 г/л и характеризуются слабощелочной реакцией ($pH=7,5 \div 8,5$). Уран содержится в водном растворе в виде ди- и трикарбонат-ураниловых анионных комплексов $UO_2(CO_3)_2^{2-}$, (устойчив при $pH=4,5 \div 6,5$) и $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ (устойчив до $pH=11$). Содержание урана в водном растворе $n \times 10^{-5}$ г/л. Оно повышается по мере приближения к рудной залежи, иногда достигая $n \cdot 10^{-3}$ г/л. Эти воды окисляют органическое вещество и минералы, способные к окислению. Они формируют зону пластового окисления.

Вторая зона гидрохимического профиля соответствует положению центральной зоны эпигенетической зональности. Пластовые воды в участках раздвоения роллов перед их мешковой частью характеризуются хлоридно-сульфатным и натрово-кальциевым составом с общей минерализацией 2—4 г/л. Содержание свободного кислорода в них постепенно уменьшается до 0,0 п мг/л, что вызывает скачкообразное падение значений Eh пластовых вод до $-0,195$ в и сопровождается также резким уменьшением в водах содержания урана — до $n \cdot 10^{-6}$ г/л. Радиоактивное равновесие в водах сдвигается в сторону избытка радия над ураном. Подобный спад содержания урана в движущемся водном потоке можно объяснить только осаждением урана, обусловленным резким уменьшением Eh в этих водах. Таким образом, рассматриваемый интервал движения пластовых вод представляет собой восстановительный геохимический барьер, совпадающий с зоной эпигенетического накопления урановых минералов в породах.

Третья, передовая зона занимает нижнюю часть гидрохимического профиля и характеризуется развитием бескислородных пластовых вод с низкими значениями Eh (от $-0,18$ до $-0,22$ в). Воды этой зоны содержат сероводород, концентрация которого достигает нескольких миллиграммов на литр. Свободный кислород отсутствует, а содержание урана в водах не превышает $(1-3) 10^{-6}$ г/л, радия — $n \cdot 10^{-12}$ г/л. Эти воды фильтруются ниже рудоносных залежей в зоне сероцветных неокисленных пород.

Проблема первичного источника урана рассматриваемых месторождений изучена недостаточно. Высказываются различные точки зрения. Некоторые исследователи считают первичным источником вмещающие породы, обогащенные ураном. Наибольшее распространение получила гипотеза о привносе урана грунтовыми водами из области питания в результате разрушения и выщелачивания «первичного» урана из гранитных массивов, углеродисто-кремнистых сланцев и из других пород.

Однако не все месторождения имеют в области питания пластовых вод гранитные массивы или углеродисто-кремнистые породы с повышенными содержаниями урана, а вмещающие породы часто содержат обычные его концентрации.



б

В последние годы на урановых месторождениях, связанных с пластовыми зонами окисления, установлено оруденение, приуроченное к красноцветным породам и расположенное в пределах пластовой эпигенетической лимонитизации. Это оруденение локализуется вблизи малоамплитудных разрывных нарушений и не контролируется зоной пластового окисления. Рудные тела имеют линзообразную форму. Такое оруденение Е. М. Шмаривич (1972) назвал приразломным или пластово-надтрещинным. В большинстве случаев залежи подобного типа представляют собой реликтовые тела, разрушаемые кислородсодержащими пластовыми водами; ниже по пласту, на границе выклинивания зон лимонитизации формируются рудные роллы (рис. 63).

В рудовмещающих красноцветных породах, вблизи приразломных рудных тел иногда сохраняются реликты эпигенетической зональности восстановительного ряда. Эти факты позволяют предполагать наличие других, в том числе и глубинных, источников урана и высказывать мнение о гидротермальном генезисе некоторых из рассматриваемых месторождений.

По этой гипотезе формирование восстановительной эпигенетической зональности происходило под влиянием восходящих углерод- и водородсодержащих флюидов, поднимавшихся по разрывам в зону разгрузки — в окисленные (или первично-красноцветные) водопроницаемые горизонты песчаников. При этом допускается, что U (IV) в виде сложных углерод-водородных соединений переносился восходящими растворами и осаждался при окислении этих соединений. Уран выпадал

Рис. 63. Положение и морфология приразломных рудных тел (по Е. М. Шмаривичу, 1972):

a — план: 1 — выходы кристаллического фундамента; 2 — подошва рудоносного песчаного горизонта; 3 — разломы; 4 — зона поверхностного окисления; 5 — зона пластового окисления; 6 — граница ее распространения; 7 — первично-сероцветные породы; 8 — направление движения современных инфильтрационных вод; 9 — урановое оруденение на границе пластового окисления (роллы); 10, 11 — «приразломные» урановые рудные тела богатых и бедных руд соответственно; 12 — породы с повышенным содержанием урана; б — разрез: 1 — пески; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — кристаллические породы фундамента; 5 — зона поверхностного окисления; 6 — пластовая лимонитизация; 7 — первично-сероцветные породы; 8 — первично-красноцветные породы; 9 — урановые рудные тела на границе пластового окисления (роллы); 10, 11 — надразломные урановые рудные тела богатых и бедных руд соответственно; 12 — разломы

из раствора в виде четырех- и шестивалентных окислов и силикатов (урановых черней, коффинита) при повышении Eh от $-0,2$ до $-0,1$ в. Углеродородные соединения в рудах этих месторождений сохранились в виде твердых битумов типа керитов. При этом допускается, что позже произошло изменение направленности эпигенетических процессов и восстановительный эпигенез сменился окислительным. Развитие окислительной эпигенетической зональности при движении кислородсодержащих вод вниз по падению водопроницаемого пласта привело к формированию переотложенных урановых залежей, пространственно-связанных с зонами пластового окисления.

Обе гипотезы требуют дальнейшей теоретической разработки. По-видимому, справедливо мнение, что для разных месторождений могут быть разные источники урана. Такими источниками могут быть породы областей питания пластовых вод с обычными содержаниями урана, в отдельных случаях — ранее накопленные повышенные концентрации урана (глубинные эманации). Вопрос об относительной роли каждого из возможных источников может решаться лишь на конкретном фактическом материале изучения месторождений и их окрестностей.

Список литературы

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. М., Атомиздат, 1965.
- Евсеева Л. С., Иванов К. Е., Кочетков В. И. и др. Некоторые закономерности формирования эпигенетических урановых руд в песчаниках по экспериментальным и радиохимическим данным. — «Атомная энергия», 1963, т. 14, вып. 5.
- Шоу Д. Рудные «роллы» Колорадо. — В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шмариович Е. М., Щеточкин В. Н. Приразломное оруденение на пластообразных эпигенетических месторождениях урана. — «Сов. геология», 1972, № 10.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные типы экзогенных эпигенетических месторождений урана и их отличительные признаки.
2. Каковы особенности эпигенетических селен-урановых месторождений в терригенных отложениях?

3. Охарактеризуйте геолого-структурные условия локализации селен-урановых месторождений и рудных тел в их пределах. Почему краевые зоны артезианских бассейнов оказываются перспективными для формирования этих месторождений?

4. Охарактеризуйте условия локализации рудных тел на селен-урановых месторождениях. Назовите их основные типы. Что такое ролл, какие формы роллов Вы знаете?

5. Каков минеральный состав селен-урановых руд, их текстуры и структуры?

6. Могут ли промышленные руды селен-урановых месторождений выходить на поверхность? Объясните причины их характерного положения в разрезе пород.

7. Чем отличаются древние (погребенные) инфильтрационные месторождения урана от современных?

8. Охарактеризуйте последовательную смену минеральных ассоциаций в окислительной эпигенетической минеральной зональности и геохимическую обстановку формирования селен-урановых руд в терригенных осадках.

9. Какие минеральные и другие формы характерны для концентрации селена в селен-урановых месторождениях? Каково их положение и значение при поисках урана?

10. Как изменяется гидрохимическая характеристика пластовых вод по мере их движения от областей питания к области разгрузки? Какое это имеет значение для формирования эпигенетических урановых концентраций?

11. Как формируются приразломные селен-урановые рудные залежи эпигенетического типа в красноцветных осадках?

12. Сформулируйте существующие точки зрения на генезис эпигенетического селен-уранового оруденения. Какие поисковые критерии характерны для него?

§ 2. Урано-битумные месторождения

Особое внимание к урано-битумным месторождениям как важному источнику уранового сырья геологи стали проявлять в связи с открытием в 1954 г. месторождения Амброзия-Лейк (шт. Нью-Мексико, США), занявшего первое место по запасам урана среди месторождений этой страны и одно из ведущих мест в мире. Позднее были выявлены многочисленные месторождения ураноносных твердых битумов, которые по условиям формирования большинством исследователей отнесены к эпигенетическим инфильтрационным месторождениям. Наибольшее практическое значение среди них имеют месторождения, локализованные в осадочных неметаморфизованных терригенных породах нефтегазоносных областей.

Типы рудолокализирующих структур. Можно выделить четыре основных типа рудолокализирующих структур.

К первому из них относятся раскрытые антиклинальные поднятия, вмещающие разрушенные нефтяные залежи. Эти структуры осложнены разломами и имеют блоковое строение. К ним приурочены крупнейшие урано-битумные месторождения США: Амброзия, Лагуна и многие другие. Протяженность рудоносных структур до

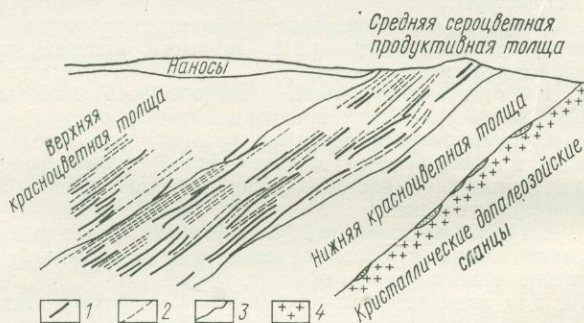


Рис. 64. Геологическое строение месторождения урано-содержащих твердых битумов в «раскрытых» структурах (по А. И. Зубову, 1960):

1 — промышленные руды; 2 — забалансовые руды; 3 — геологические границы; 4 — кристаллические сланцы

стигает нескольких километров при ширине их от 100 до 1000 м. Рудные тела месторождений, локализованных в таких поднятиях, имеют пластовые и линзообразные формы. Они чаще всего согласно залегают в рудовмещающем горизонте, но иногда занимают и секущее положение по отношению к слоям, образующим рудоносные горизонты. Залегают рудные тела группами, располагаясь кулисообразно в несколько ярусов по вертикали (рис. 64). В плане они представляют собой лентообразные залежи, приуроченные к крупнозернистым русловым фациям проницаемых отложений. Отдельные рудные тела образуют в них роллы.

Ко второму типу рудолокализирующих структур относятся соляные штоки и связанные с ними разрывные нарушения. К ним тяготеют линзообразные и пластообразные рудные тела, локализованные в проницаемых песчаниках экзоконтактов соляных штоков. Протяженность рудных тел достигает 100 м и более, а максимальное удаление от соляных штоков или разломов — 1000—1500 м. Рудные концентрации в этом случае возникают

на участках, примыкающих к разломам, где сочетается вертикальная миграция углеводородов и рудоносных растворов с латеральным их перемещением по проницаемым породам. Среди месторождений района Амброзия-Лейк примером может служить месторождение Паланга.

К третьему типу относятся структуры обрушения, представляющие собой крупные карстовые воронки, заполненные брекчией. Ураноносные твердые битумы в этом случае образуют крутопадающие линзы или сложные столбы, локализованные в разломах и трещинах, прослеживающиеся по падению на 100 м и более. К этому типу относится месторождение Темпл-Маунтин (США).

Четвертый тип благоприятных структур, в которых локализованы месторождения ураноносных битумов, образуют линейные зоны трещин и дробленых пород. Ураноносные твердые битумы образуют в них послойные и секущие ветвящиеся жилы сложной морфологии или слагают цемент зон брекчирования. Жильные урано-битумные месторождения отличаются небольшими запасами урана.

Более подробно ниже рассмотрена геология урано-битумного месторождения, приуроченного к солянокупольной структуре (И. Д. Ермаков и др., 1968).

Геологическое положение. Это месторождение находится в линейной впадине, отделенной от выступов древней платформы зоной крупных разломов. Впадина заполнена осадочными и эффузивными отложениями. Внутри впадины выделяются брахиантиклинальные куполовидные поднятия, вытянутые в зону, совпадающую с глубинными разломами фундамента. Некоторые купола представлены соляными штоками, над верхней частью которых развиты диапировые брекчии. Урано-битумное месторождение приурочено к одному из таких куполов и залегает в красноцветных континентальных породах, слагающих в разрезе верхнюю толщу проницаемых отложений (рис. 65). Выше по разрезу эти отложения перекрываются слабопроницаемыми глинистыми породами.

Рудовмещающие породы представлены олигомиктовыми песчаниками и песчанистыми алевролитами. Глинистые минералы цемента имеют гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав. Гетит и гидрогематит импрег-

нируют глинистые минералы, обуславливая красный цвет породы.

Урано-битумное месторождение и рудопроявления тяготеют к тектонически ослабленной зоне, связанной с продольными глубинными разломами. Их структуру определяют локальные куполовидные поднятия, осложненные соляными штоками и многочисленными разрывами.

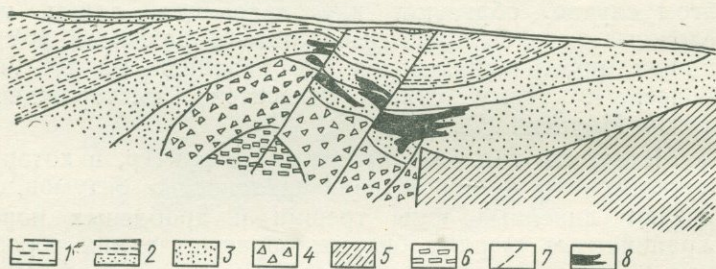


Рис. 65. Геологическое строение месторождения ураносодержащих твердых битумов над куполом соляного штока (разрез):

1 — глины; 2 — глины и песчаники; 3 — песчаники; 4 — брекчии соляного штока; 5 — соляной шток; 6 — известняки; 7 — разрывные нарушения; 8 — рудные залежи

Рудные тела представляют собой прерывистые полойные скопления ураноносных битумов, имеющих линзообразную форму. Они залегают согласно с напластованием вмещающих пород и тяготеют к сводовым частям складок и склонам поднятий, нарушенных разломами. По мере удаления от разломов число рудных тел и содержание урана в песчаниках постепенно уменьшаются.

Морфология рудных тел. Наиболее распространены согласные рудные тела линзообразной формы, которые характеризуются относительно равномерным распределением урана и выдержанной мощностью. Они как бы прижаты к экранирующим горизонтам плотных пород. Экранирующую роль играют также «уплотненные» разности пород внутри рудоносного пласта или перетертый материал секущих тектонических трещин. Верхний контакт рудных тел обычно резкий. На границе с более плотными алевролитами и аргиллитами в рудных залежах выделяется узкая полоска, обогащенная битумом.

мом, концентрация которого постепенно снижается по направлению к центральной части залежи.

Ураносодержащий битум обычно цементирует терригенные зерна или заполняет поры и микротрещины в пласте песчаников. Характерные структуры руд показаны на рис. 66.

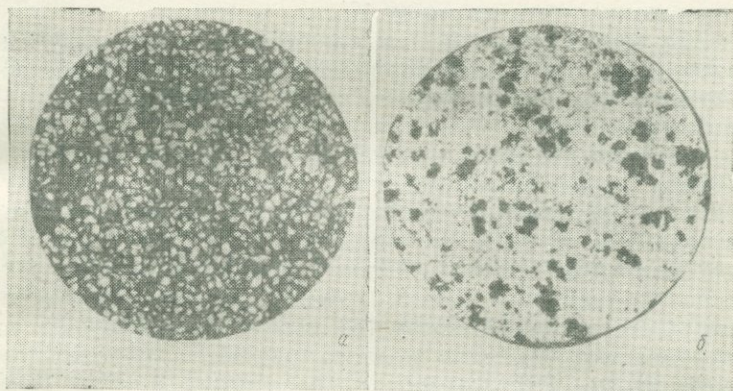


Рис. 66. Характерные структуры руд. Ураносодержащий битум цементирует терригенные зерна песчаника, образуя базальный (а) или поровый (б) тип цементации (микрофотографии в проходящем свете, без анализатора, увел. 40)

Секущие рудные тела играют подчиненную роль и локализуются вдоль рудоконтролирующих разломов. Ураносодержащий битум в них образует прожилки, вкрапленники, гнезда или цементирует тектоническую брекчию в участках дробления пород.

Состав руд и зональность. Среди битумов выделяются черный, матовый и блестящий нерастворимые битумы. Эти битумы являются основными концентраторами урана. Они имеют неровный раковистый излом, твердость 3—4, повышенную хрупкость, серый (до светло-серого) цвет в отраженном свете и отражательную способность 7—12%. Обычно они изотропны, лишь битумы с наибольшей отражательной способностью обладают анизотропией и двуотражением. В проходящем свете среди ураносодержащих битумов отмечаются две разновидности, связанные постепенными переходами: черный непрозрачный и темно-коричневый полупрозрачный. Последний обладает волнистой анизотропией.

Черные битумы в ультрафиолетовых лучах не люминесцируют.

По элементному составу битумы этого типа близки к оксикеритам. Содержание углерода в них составляет менее 80%, водорода — менее 6%, азота и кислорода — 16—18%, серы — 4—5%; зольность 5—11%. В золе установлены Si, Fe, Al, Na, U, суммарное содержание которых около 1%.

На месторождении выделяются цветные битумы, растворимые и не растворимые в органических растворителях, твердые и вязкие, а также жидкие нефтеподобные вещества. Среди перечисленных битумов только цветные твердые нерастворимые разновидности являются концентраторами небольшого количества урана. Они представляют собой темно-коричневые канифолеподобные полупрозрачные вещества. Цвет черты у них коричнево-красный, излом раковистый, блеск стеклянный; твердость 2,5—3, хрупкие. В ультрафиолетовом свете люминесцируют (от коричневатого-красного до желтовато-красного и желтого цвета), в отраженном свете серые. Отражательная способность 4—7%. Изотропные. Отмечаются красные и желтовато-красные внутренние рефлексy. В проходящем свете прозрачны, имеют коричневатый-красный и желтоватый цвет. Элементный состав их следующий: около 80% углерода, несколько более 6% водорода, 8% серы, около 4% азота и кислорода. Зольность около 1%. В золе содержатся в основном Si, Fe, Ca, Ti, Cr, Sr, Al. Цветные растворимые битумы не содержат урана. Они образуют группу жидких, вязких и твердых веществ, связанных постепенными переходами.

Нерастворимые черные и цветные ураноносные битумы обычно образуют единые агрегаты, где наблюдаются постепенные переходы между этими разновидностями. Черный ураноносный битум развивается по цветному и является вторичным; содержания урана в нем в 10—15 раз больше, чем в цветных битумах.

Исследователи руд этого месторождения полагают, что превращение цветного битума в черный и наложение урановой минерализации совмещены в пространстве и во времени. Доказано, что при увеличении содержания урана в битуме уменьшается содержание водорода и углерода и возрастает содержание кислорода. При этом увеличивается твердость и отражательная способ-

ность битумов, т. е. происходит полимеризация и окисление углеводов.

Собственные минералы урана не характерны для рассматриваемых месторождений. Настуран удалось обнаружить лишь в непрозрачных черных матовых битумах, в которых установлена наиболее высокая концентрация урана. Настуран образует очень мелкую вкрапленность, рассеянную в битумном веществе. Вкрапленность локализована вдоль микротрещин, она иногда сливается в тончайшие микропрожилки, неравномерно пронизывающие выделения битума. Настуран образует также скопления около сульфидов железа в битумном цементе песчаника. В рудах присутствует коффинит. Однако собственная минеральная форма урана не характерна. Чаще распределение урана в битумном веществе равномерное, а видимые минералы урана даже при очень больших увеличениях не отмечены.

Вероятны две формы нахождения урана в битуме: 1) уран присутствует в тонкодисперсных выделениях настурана, возможно, в молекулярной форме и 2) уран образует уранорганические соединения. Первую форму нахождения урана можно предположить, учитывая выщелачивание части урана при условиях, характерных для растворения настурана, вторую — по следующим косвенным признакам: 1) распределение треков α -частиц на микрорадиографиях равномерно; 2) при разделении ураноносного битума на фракции по плотности оказывается невозможным получение легкой фракции, свободной от урана; 3) увеличение концентрации кислот, температуры нагревания растворов и степени дробления, улучшающее условия выщелачивания, не приводит к увеличению выхода урана в раствор; 4) сохраняется обогащенность ураном кеков, полученных при технологической обработке образцов.

Эти признаки указывают на прочную связь урана с битумным веществом.

Минеральный состав руд месторождения прост. Кроме битумов сравнительно широко распространены лишь сульфиды железа. В околорудных ореолах отмечаются повышенные концентрации хрома, молибдена и рения.

Повышение концентрации хрома примерно совпадает с зоной уранового оруденения, тяготея к пластовым

рудным телам, несколько удаленным от рудоконтролирующих нарушений. Из минералов хрома установлен только хромсодержащий монтмориллонит. Молибден сосредоточен в иордзите и реже в молибдените, ассоциирующихся с дисульфидами железа, а также вместе с рением молибден часто содержится в ураноносных битумах. Дисульфиды железа по отношению к урановой минерализации бывают более ранними, близко одновременными и образовавшимися позже. Максимальные их проявления характерны для зон рудоконтролирующих нарушений. Вокруг урано-битумных тел широко распространен ореол мельчайших кристаллов пирита и микросферолитов марказита, которые пропитывают каолинит.

К пострудной минерализации наряду с дисульфидами железа относятся киноварь, галенит, сфалерит, халькопирит, флюорит, кальцит, крупнокристаллический кварц, а также цветные твердые и вязкие растворимые битумы. Эти минералы образуют прожилковые и вкрапленные формы выделения, пространственно тяготеющие к диапировой брекчии соляного штока или к зонам поздней трещиноватости. Киноварь, кроме того, отмечалась в жилках, секущих выделения черного ураноносного битума.

На месторождении хорошо проявлена восстановительная эпигенетическая зональность. Характерной особенностью такой зональности является все повышающаяся степень восстановления разновалентных элементов по направлению от внешней к внутренней зоне эпигенетических изменений. Схема рудоконтролирующей восстановительной эпигенетической зональности, проявленной в рудовмещающем горизонте красноцветных песчаников, приведена на рис. 67.

В пределах передовой зоны выделяются две подзоны: внешняя и внутренняя. Внешняя подзона связана постепенными переходами с первично-красноцветными породами. Она имеет неравномерную сиренево-серую и зеленовато-бурую окраску. Эти изменения окраски обусловлены изменением содержания железа и его минеральных форм. Наряду с точечными реликтами гидроокислов железа присутствуют новообразованные микросферолиты сидерита и зеленые гидрослюды типа лептохлоритов. Содержание суммарного железа несколько меньше, чем в красноцветных породах. Внутренняя под-

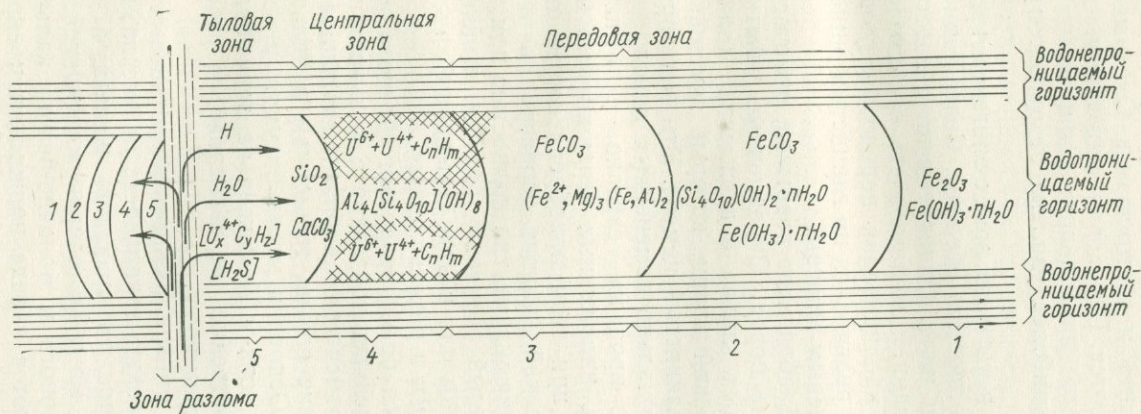


Рис. 67. Восстановительная эпигенетическая зональность на месторождении урансодержащих твердых битумов:

1 — первично-красноцветные неизменные породы с новообразованными минералами двухвалентного железа (лептохлоритами, сидеритом) и реликтами гидроокислов железа; 2 — пестроцветные (сиренево-серые, зеленовато-бурые) породы с новообразованными лептохлоритами и сидеритом; 3 — зеленоцветные обеленные породы с новообразованным битумным оруденением; 4 — обеленные породы с локальным проявлением окремнения, карбонатизации и пиритизации; 5 — обеленные породы с наложенным пиритом и урано-каолинитом и сероцветные породы с новообразованными лептохлоритами и сидеритом.

зона характеризуется зеленой и зеленовато-серой окраской пород. Содержание железа здесь меньше; оно входит в состав сидерита и лептохлорита. Окисные формы железа не сохраняются. Передовая зона эпигенетических изменений пользуется наибольшим площадным распространением. Она наиболее удалена от рудоконтролирующих разломов.

В центральной и тыловой зонах эпигенетических изменений породы полностью обелены. Содержание железа в них ничтожно мало. Одновременно с восстановлением и выщелачиванием железа здесь происходила декарбонатизация и каолинизация порообразующих минералов. Каолинит развивался по глинистым минералам, гидрослюдам и полевым шпатам.

В тыловой зоне, вблизи от разрывов, отмечается локальное окремнение пород. Окремненные участки имеют форму массивных линз, содержащих халцедон и скрытокристаллический кварц, которые замещают каолинизированный глинистый цемент. Эта зона представляет собой ядро зонально измененных пород.

Начало рудного процесса связано с отложением кальцита и пирита, наложенных неравномерно на зону обеления. Породы при этом приобрели серую окраску. Крупнокристаллический кальцит образовал в них пойкилитовые выделения и заместил полностью или частично каолинизированный цемент. Пирит выделялся в сростках с кальцитом или в виде отдельных кристаллов размером 0,2—0,5 мм в поперечнике.

Битумы являются более поздними образованиями: в местах непосредственных контактов с кальцитизированными участками отмечается коррозия кальцита битумом и проникновение его по трещинкам в кальцитизированные породы. Основная масса битумов, в том числе и ураноносных, хотя и наложена на зону обеленных пород, но пространственно не совпадает с участками кальцитизации и окремнения.

Послеурановая минерализация существенных изменений в эпигенетическую зональность не внесла. Незначительные проявления дисульфидов железа, а также сульфидов Hg, Cu, Pb и Zn, сопровождающиеся развитием флюорита, черного и молочно-белого кальцита и кварца, накладываются в виде прожилков и вкрапленности на кальцитизированные породы внутренней эпигенетической зоны.

Генезис оруденения. Концентрации урана являются эпигенетическими. Их образование связано с длительным процессом, протекавшим в несколько стадий, проявленных в завершающий период тектонической активизации платформы.

Комплекс ранних дорудных ассоциаций минералов — сидерита, зеленых гидрослюд, каолинита и кварц-халцедона, развивающихся в красноцветных песчаниках, богатых окисным железом, характеризует процесс бессероводородного восстановления железа в условиях кислотного выщелачивания оснований (каолинизация полевых шпатов). Он проявлен локально, вблизи тектонических нарушений, по которым поднимались растворы.

Последовавшее затем отложение кальцита и пирита указывает на смену кислых растворов более щелочными, содержащими сероводород и углеводороды.

Непосредственно за этой стадией следует поступление по тем же каналам нефтеподобных углеводородов и преобразование их в битумы. Источником нефтеподобных углеводородов могли служить широко распространенные в районе скопления природного газа и нефти.

Существует две гипотезы о возрасте урановой минерализации: 1) урановая минерализация образовалась значительно позже битумов, т. е. наложена на битумы; 2) урановая минерализация сингенетична с битумами, но отстает по времени от выпадения из растворов.

Первая точка зрения основана на том, что ураноносные битумы полимеризованы и окислены более интенсивно, чем безурановые разности углеводородов, а природные нефти не содержат значительных концентраций урана; содержание урана в нефтяных залежах обычно не превышает $n \cdot 10^{-5}\%$.

Формирование урано-битумных месторождений согласно этим представлениям происходит в несколько этапов. Сначала вскрывается разломами нефтеносная залежь, и нефть мигрирует в область пониженных давлений. Попадая в пласты с высоким окислительно-восстановительным потенциалом, углеводороды окисляются, образуя вязкие и твердые продукты. При этом окисленные минералы вмещающих пород восстанавливаются, и образуется эпигенетическая восстановительная зональность.

Ураноносные растворы значительно «оторваны» во времени от образования твердых углеводородов. Эти

растворы, наследуя пути миграции нефти, накладывались на залежи битумов. Выпадение урана из растворов происходило при их взаимодействии с битумами. Растворы подкислялись, а окисление углеводородов обеспечивало восстановление урана. Образовались собственные минералы урана и уран-углеродистые соединения. При этом наиболее вероятной формой переноса урана являлись уранил-карбонатные комплексы.

Вторая точка зрения основана на возможном переносе $U(IV)$ в форме уран-углерод-водородных соединений рудоносными флюидами глубинного происхождения. Эти соединения, попадая в окислительную обстановку, распадаются, образуются окислы и силикаты $U(IV)$ и $U(VI)$, а также твердые продукты углерод-водородных соединений. Эта гипотеза требует теоретической разработки и экспериментального подтверждения.

Неоднозначно решается вопрос об источнике урана. Одни исследователи связывают поступление урана в породы продуктивной части разреза с кислородсодержащими пластовыми (вадозными) водами глубинной циркуляции: они могли перемещаться вверх в зоны разгрузки по разломам, как и потоки нефти и газов. Другие полагают, что уран поступал с водами магматогенного происхождения: при этом ранние минеральные ассоциации сопоставляют с предрудной гидротермальной аргиллизацией, а поздние (киноварь, сфалерит, галенит, халькопирит, настуран, флюорит, кальцит и кварц) — с низкотемпературными рудными гидротермальными образованиями, характерными для магматогенных месторождений областей активизации.

Список литературы

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. М., Атомиздат, 1965.
- Ермаков И. Д., Иванов Д. Н., Комаров Г. В. и др. Геологические и минералого-геохимические особенности урано-битумных месторождений в красноцветных толщах. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968.
- Зубов А. И. Урансодержащие твердые битумы. — «Геол. рудн. местор.» ,1960, № 5.

Контрольные вопросы

1. Каковы основные отличительные особенности урано-битумных месторождений?

2. Какие рудовмещающие структуры характерны для урано-битумных месторождений? Назовите наиболее важные из них.

3. Опишите геологическое положение и морфологию рудных тел урано-битумного месторождения, приуроченного к солянокупольной структуре. Назовите ведущие факторы рудного контроля, характерные для него.

4. Какие битумы содержатся в рудах урано-битумного месторождения? Чем отличаются ураноносные битумы от безрудных? Какие вероятные формы связи урана с битумами Вы знаете?

5. Охарактеризуйте состав руд, зональное распространение минеральных ассоциаций и элементов-спутников на урано-битумных месторождениях.

6. В чем заключается восстановительная эпигенетическая зональность на урано-битумном месторождении, локализованном в солянокупольной структуре?

7. Какова последовательность эпигенетических изменений пород, различных типов битумов и рудных минералов на урано-битумном месторождении?

8. Расскажите о генезисе урано-битумных месторождений, сформулируйте основные поисковые критерии.

§ 3. Урано-угольные месторождения

Урано-угольные месторождения установлены в угленосных отложениях, которые заполняют межгорные впадины. Эти отложения, как правило, залегают на размывом фундаменте, сложенном гранитоидами, осадочными и метаморфическими породами, содержащими повышенные кларки урана и некоторых элементов-спутников.

В качестве примера рассмотрим геологию урано-угольного месторождения, приуроченного к юрским отложениям межгорной впадины, возникшей на палеозойском кристаллическом фундаменте.

Геологическое положение. Рудные тела в разрезе показаны на рис. 68.

Рудовмещающая толща представлена речными, дельтовыми, озерными и болотными осадками, суммарная мощность которых составляет около 700 м. Эта толща расчленена на три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя свита характеризуется высокой угленасыщенностью. В ее составе преобладает грубозернистый материал и отмечаются многочисленные внутриформационные размывы. Средняя свита сложена в основном тонким терригенным материалом. Угольные прослои в ней имеют малую мощность. Верхняя свита представлена среднеобломочными терригенными породами с мощными пластами углей.

Угольный разрез относится к лимнической угленосной формации внутриконтинентальных областей развития озер, болот и заболоченных речных долин. Угли месторождения низкосортные, отличаются повышенной зольностью, высокими содержаниями кислорода, азота

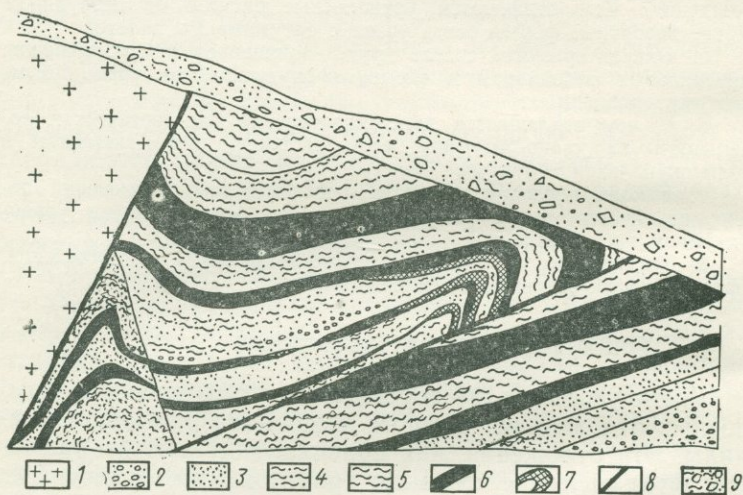


Рис. 68. Геологическое строение урано-угольного месторождения (разрез, по З. А. Некрасовой, 1957):

1 — граниты палеозоя; 2—6 — угленосная толща нижней юры (2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алеволиты; 5 — алевроаргиллиты; 6 — пласты угля); 7 — рудные залежи; 8 — разрывы; 9 — третичные конгломераты

и серы, невысоким содержанием углерода. Угли слабо метаморфизованы и являются переходными от бурых к каменным.

Промышленное урановое оруденение локализуется в угленосных отложениях, вблизи их контакта с гранитоидами и метаморфическими породами палеозоя. Концентрация урана снижается по мере удаления угольных пластов от периферии впадины к центру. Оруденение проявляется многоярусно в виде пластовых залежей в углях и песчаниках. Оно зафиксировано в девяти различных горизонтах. Основные рудоносные горизонты размещаются в нижней части разреза, отличающейся большей грубозернистостью и водопроницаемостью слагающих ее пород. Большинство рудных тел приурочено к сводовым частям или крыльям антиклиналей. С уда-

лением от замков складок вниз по падению пластов оруденение выклинивается на расстоянии первых сотен метров.

В плане рудные тела имеют форму лент (полос), расположенных кулисообразно одна над другой и ориентированных в одном направлении. В разрезе они имеют форму плоских линз.

Крупные разломы, установленные на месторождении, пересекают и смещают рудные тела, что позволяет их считать пострудными. Однако нередко наблюдается увеличение содержания урана около мелких трещин и в зонах трещиноватости.

Одной из важных закономерностей локализации рудных залежей является приуроченность их к кровле или почве угольных пластов, которые перекрываются или подстилаются водопроницаемыми песчаниками и гравелитами. С удалением от кровли (или почвы) внутрь угольного пласта содержание урана уменьшается. Угольные пласты, залегающие среди плотных водонепроницаемых глин и алевролитов, как правило, не несут оруденения.

Состав руд и формы нахождения урана в углях. Уран в рудных телах распределен неравномерно. Изменчивость концентрации урана в угольных пластах не зависит от состава углей и содержания в них гуминовых кислот. В то же время с увеличением плотности и зольности углей концентрация урана в них увеличивается. Наиболее высокие концентрации урана приурочены к пиритизированным углям и песчаникам.

Формы нахождения урана в углях различны. Одни исследователи считают, что в гумусосодержащих породах основная доля урана находится в виде соединений типа гуматов урана, другие утверждают, что уран в углях находится преимущественно в сорбированном состоянии и лишь в результате метаморфизма первичные связи урана и углей нарушаются, образуются окислы и силикаты урана — настуран и коффинит.

В рудах рассматриваемого месторождения основная часть урана присутствует в тонкодисперсной, микроскопически трудно диагностируемой форме. З. А. Некрасова (1957) обнаружила окислы урана — настуран и урановую чернь. Они найдены в небольших количествах во всех рудных залежах как в углях, так и в песчаниках. Видимая настурановая минерализация установлена в

зонах брекчирования и мелких трещинах. Она образует микропрожилковые и брекчиевые текстуры (рис. 69). Цемент брекчий обогащен не только урановыми окислами, но и пиритом.

При микроскопических исследованиях установлено, что настуран образует мелкие прожилки и тонкую

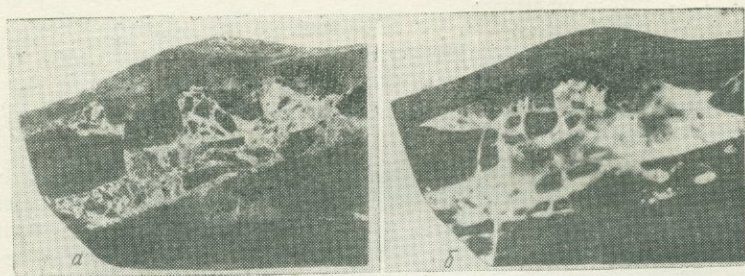


Рис. 69. Брекчиевые текстуры урановых руд в углях. Агрегаты настурана и пирита цементируют обломки углей (по В. И. Данчеву, 1965):

а — фото штуфа; б — радиография штуфа

вкрапленность или заполняет ячейки в фюзенизированном угле. В трещинках, заполненных микробрекчией с обломками угля, настуран служит цементом. Окислы урана (настуран, чернь) также концентрируются вокруг зерен эпигенетического пирита. При этом пирит корродируется настураном. В углях установлен также настуран, тесно ассоциирующийся с глинистым веществом. Он образует мельчайшие сферолиты (1—3 мкм), сконцентрированные в тонких «полосках». З. А. Некрасова предполагает одновременное выпадение глинистых минералов и этого настурана из коллоидных растворов.

Угольные пласты, содержащие урановое оруденение, обогащены дисульфидами железа и карбонатами. Концентрация урана в углях сопровождается увеличением содержания молибдена и редкоземельных элементов Ce, La, Nd. Концентрация редкоземельных элементов иногда достигает таких размеров, что становится рентабельным попутное их извлечение.

Генезис месторождения. Наиболее обоснованная фактическим материалом точка зрения на генезис урановых руд рассматриваемого месторождения высказа-

на З. А. Некрасовой (1957). По ее мнению, урановые руды образованы в результате отложения урана из подземных вод в сформировавшиеся пласты углей и песчаников. На это указывают следующие фактические наблюдения и соображения:

1) четко выраженная закономерность в распределении урана по разрезу пород, наличие оруденения лишь в тех угольных пластах, в кровле или почве которых присутствуют водопроницаемые горизонты песчаников; явно выраженное экранирующее влияние глинистых прослоев; уменьшение интенсивности оруденения от кровли или почвы к средней части пласта, увеличение концентрации урана в более зольных углях, обогащенных минеральной фракцией;

2) уменьшение количества углерода и соответственно увеличение доли кислорода в элементном составе обогащенных ураном углей позволяет предполагать широкое проявление окислительно-восстановительных реакций между урансодержащим раствором и органическим веществом угля; при этом органическое вещество окислялось, а уран восстанавливался до $U(IV)$ и выпадал из растворов;

3) приуроченность оруденения к замкам и крыльям антиклинальных складок и трещиноватости, являющиеся зонами разгрузки вод, доказывают эпигенетическую природу рудообразования; возможно, что приосевые полости антиклиналей являлись аккумуляторами и сероводородных газов, которые могли играть важную роль в осаждении урана из растворов; раздробленность пород способствовала циркуляции пластовых растворов;

4) многоярусность оруденения, кулисообразное расположение и вытянутость рудных тел в одном направлении позволяют предполагать, что положение рудных тел контролировалось общими структурно-геоморфологическими факторами, проявленными одинаково во всех горизонтах.

Источником урана могли служить окружающие породы палеозойского комплекса. Особенно благоприятны в этом отношении гранитоиды, которые по сравнению с другими породами обладают повышенным содержанием «подвижного» урана.

Можно обоснованно предположить, что формирование рудных залежей началось до складкообразования, так как в плане они ориентированы диагонально к осям

складок. Перераспределение урана произошло уже после складкообразования, поскольку богатые руды оказались приуроченными к замкам антиклинальных складок и зонам трещиноватости. Верхней возрастной границей оруденения можно считать образование четвертичных разрывных нарушений, смещающих рудные залежи.

По совокупности признаков месторождение уверенно можно отнести к инфильтрационным гидрогенным месторождениям. Однако существуют и другие точки зрения. Заслуживает внимания гипотеза полигенного образования рудных залежей. Авторы этой гипотезы считают, что первоначальное накопление урана происходило в юрское время в результате его адсорбции торфами, т. е. сингенетично с вмещающими угленосными породами. Позднее вследствие метаморфизма углей адсорбционные связи между органическим веществом и ураном нарушались, уран высвобождался и мигрировал в подземных водах, концентрируясь в рудных залежах.

Список литературы

- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966, с. 65—84.
- Некрасова З. А. К вопросу о генезисе уранового оруденения в углях.— В кн.: Вопросы геологии урана. М., Атомиздат, 1957, с. 37—55.
- Предовский А. А., Кочин Г. Г. Некоторые геологические особенности и поисковые критерии повышенных концентраций и месторождений урана в углях.— «Труды Ленинградского гос. ун-та. Сер. геол. и географ.», 1963, № 6.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные геологические особенности ураноугольных месторождений.
2. Какие структурные элементы определяют положение рудных тел на урано-угольных месторождениях? От чего зависит их пространственная локализация и морфология?
3. Охарактеризуйте закономерности распределения урана в угольных пластах. Чем отличается состав ураноносных углей от безрудных?
4. Каковы состав руд и формы связи урана с углями на урано-угольных месторождениях?
5. Изложите основные гипотезы генезиса урано-угольного месторождения в межгорной впадине, обоснуйте их, назовите поисковые критерии этого месторождения.

ГЛАВА 8. ПОЛИГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЧЕХЛЕ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

В отличие от сингенетических и эпигенетических месторождений в полигенных месторождениях рудные тела формировались длительное время. Процесс рудообразования начинался обычно с накопления осадков, затем происходила концентрация урана в диагенетическую стадию и изменения в стадию эпигенеза. В результате интенсивного перераспределения урана происходили значительные изменения первичной морфологии рудных залежей, качества руд; образовывались промышленные рудные тела.

Среди полигенных месторождений главное значение имеют урановые месторождения в угленосных терригенных отложениях и в органогенных известняках.

§ 1. Урановые месторождения в угленосных терригенных отложениях

В качестве примера рассмотрено месторождение, приуроченное к континентальным угленосным отложениям межгорной впадины, заполненной третичными осадками.

Геологическое положение, морфология и условия локализации рудных тел. Основание рудоносной впадины сложено биотитовыми и амфиболитовыми плагиогнейсами и мраморами протерозойского возраста, которые прорваны позднепалеозойскими гранитами и гранодиоритами, а также липаритами третичного возраста. Рудовмещающей является толща третичных терригенных пород. В краевой, периферической зоне впадины, осложненной разломами, располагаются делювиально-пролювиальные отложения, представленные конгломератами и конглобрекчиями. В центральной ее части развиты аллювиально-озерные отложения — гравелиты, песчаники, алевролиты и глины. Пласты этих пород слабо наклонены по направлению к центральной части впадины. В прибортовых участках углы падения пород более крутые и достигают 20—30° (рис. 70).

По составу обломочных пород отложения, заполняющие впадину, относятся к полимиктовым, преимущественно аркозовым разностям. В крупнообломочных породах присутствуют гальки гранитоидов и гнейсов.

Песчаники и алевролиты состоят из обломков кварца, плагиоклазов, микроклина, биотита, мусковита и акцессорных минералов. Кластический материал пород плохо отсортирован. Присутствие глинистого цемента (в основном каолинитового) свидетельствует о значительной выветрелости коренных пород. В алевролитах коли-

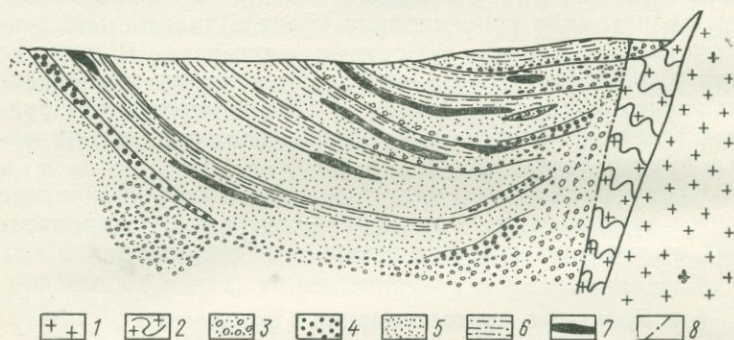


Рис. 70. Геологическое строение уранового месторождения в угленосных терригенных отложениях (разрез, по В. И. Данчеву, 1969): 1 — гранитоиды; 2 — гнейсы; 3 — конгломераты и брекчии; 4 — гравелиты; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — рудные тела; 8 — разлом

чество цемента достигает 30—40% объема породы. Во всех типах пород присутствуют тонкий углистый детритус и колломорфное гумусовое органическое вещество, а также сульфиды железа, представленные тонкорассеянными мельчайшими кристаллами, микроконкрециями пирита или почковидными стяжениями марказита. Все породы имеют светлую окраску, присущую аркозам; лишь прослои, обогащенные растительными остатками, отличаются темно-серыми тонами.

Урановое оруденение имеет четкую стратиграфическую приуроченность — оно располагается в верхней части третичной толщи. Рудоносные горизонты встречаются на нескольких стратиграфических уровнях.

Среди рудных тел выделяются пластовые, линзообразные (изометричные) и лентообразные залежи. Различия в морфологии рудных тел связаны с рудовмещающими породами разных фаций. Изометричная форма присуща рудным линзам, приуроченным к алевролитам и глинистым алевролитам озерных фаций. Эти руды характеризуются низкими содержаниями урана. Лентообразные

залежи богатых руд приурочены к гравелитам, косо-слоистым песчаникам и песчанистым алевролитам аллювиальной фации. Границы рудных тел в большинстве случаев постепенные и определяются опробованием.

Состав руд. Главным концентратором урана является растительное органическое вещество. Предполагается, что уран сорбирован органическим веществом и входит в состав уранорганических комплексов. Собственные минералы урана выявлены под микроскопом при максимальных увеличениях в образцах с высоким содержанием урана. В этих образцах отмечаются агрегатные скопления урановых черней и почковидные выделения гидронастурана. Размеры таких выделений не более 0,5 мм. Урановая чернь иногда проникает по трещинкам в зерна кварца.

Распределение радиоактивного вещества выявляется с помощью радиографий. В мелкозернистых песчаниках и глинистых алевролитах озерной фации с горизонтальной слоистостью установлено слоистое распределение радиоактивного вещества, приуроченного к черным прослоям, обогащенным органическими соединениями (рис. 71, а). В аллювиальных песчаниках радиоактивные компоненты следуют косой слоистости (см. рис. 71, б). В гравелитах оруденение связано с глинистым цементом, несущим органический материал (см. рис. 71, в).

В разрезах рудоносных пород содержание урана отчетливо коррелируется с содержаниями $C_{орг}$ и сульфидной серы. Спутниками урана являются Cu, V, Mo, которые присутствуют в рудовмещающих породах в весьма небольших количествах, но выше средних содержаний, характерных для этих пород в других районах.

Генезис месторождения. Источником урана, по-видимому, являются гранитоиды и кислые вулканические породы, слагающие горное обрамление впадины. Они отличаются повышенными содержаниями урана: в гранитоидах $(3-10)10^{-4}\%$, в липаритах — $(1-5)10^{-3}\%$. Вероятно, что уран высвобождался в процессе выветривания и поступал с грунтовыми водами в область бессточной впадины, где происходило накопление осадков. Главным фактором осаждения урана из иловых вод являлась резко восстановительная среда в осадках, обусловленная обилием растительного органического вещества. Наиболее благоприятные условия для сингенетического накопления урана создавались в озерных,

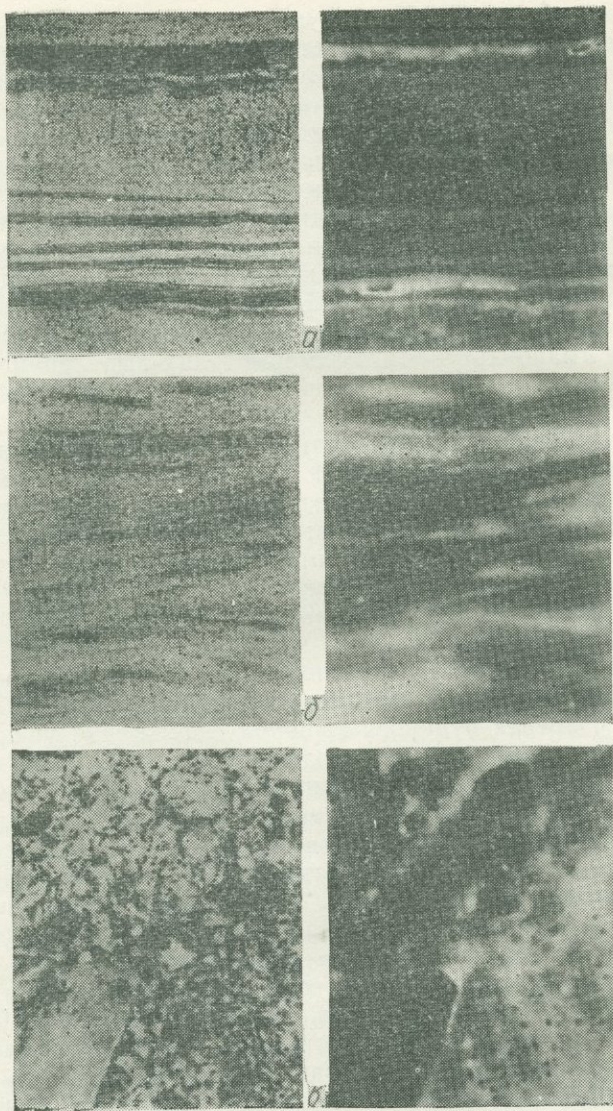


Рис. 71. Характерные текстуры руд (фото и радиография штуфа, по В. И. Данчеву, 1969):
а — слоистая текстура, аллювиально-озерная фация рудоносных пород; *б* — косослоистая и вкрапленная текстуры, русловые отложения; *в* — пятнисто-вкрапленная текстура, грубозернистые пролювиальные отложения

пойменных и старичных отложениях, которые занимают значительную площадь впадины.

Слоистые и рассеянные текстуры руд, наблюдаемые в озерных и пойменных отложениях, свидетельствуют о диагенетической фиксации урана. Первичное диагенетическое накопление урана подтверждается присутствием урансодержащих обломков тонкослоистых глинистых алевролитов (автокластические брекчии) в безрудных гравелитах вышезалегающего слоя.

В русловых песчаниках локализуются лентообразные залежи с более богатыми концентрациями металла, но с неравномерным его распределением. Рудовмещающие породы характеризуются повышенной водопроницаемостью. Отложение урана в этих породах происходило в более позднее время из фильтрующихся пластовых вод. Уран выщелачивался из сингенетических концентраций и отлагался в стадию экзодиагенеза и катагенеза русловых отложений. Таким образом, на этом месторождении имеются рудные концентрации как сингенетического, так и эпигенетического происхождения. Они и образуют руды полигенного генезиса.

Список литературы

- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения, М., Атомиздат, 1966, с. 124—131.
- Данчев В. И., Илиев П. Д., Лапинская Т. А. и др. О методике изучения экзогенных месторождений урана, приуроченных к терригенным породам. — «Геол. рудн. местор.», 1969, № 5.
- Ковалев А. А. О полигенности уранового оруденения в угленосных отложениях. — «Сов. геология», 1970, № 10.

Контрольные вопросы

1. В чем заключаются основные особенности полигенных месторождений урана экзогенной серии?
2. Какие отличительные особенности характерны для полигенных урановых месторождений, образованных в угленосных терригенных осадках?
3. Какие основные региональные и локальные факторы определяют условия локализации урановых рудных тел полигенных урановых месторождений в угленосных отложениях? Какие факторы определяют морфологию рудных тел?
4. Каков минеральный состав, текстуры и структуры руд, характер распределения урана и основные формы нахождения его в рудах полигенных месторождений, образованных в угленосных осадках?
5. Каков генезис урановых руд полигенных месторождений, образованных в угленосных осадках? Назовите поисковые критерии этих месторождений.

§ 2. Ванадий-урановые месторождения в органогенных известняках

Ванадий-урановые месторождения в органогенных известняках образованы рудными залежами, в которых хорошо проявлена многостадийность их формирования. В качестве примера ниже приведено описание месторождения, изученного В. И. Данчевым (1969), В. Н. Холодовым (1961) и другими исследователями.

Геологическое положение месторождения, морфология рудных тел. Месторождение располагается в межгорной впадине, возникшей в кайнозой в результате активизации тектонических движений. Породы впадины образовались в платформенных условиях. Среди них преобладают карбонатные и терригенные отложения, сформировавшиеся в замкнутых морских бассейнах, обычно небольших по размеру и поэтому тесно связанных с источниками урана и органического вещества.

Урановые месторождения расположены в краевой зоне впадины, в полосе мелководных отложений палеогенового моря. Среди пород впадины выделяются три фациальные зоны, имеющие региональное распространение: в прибрежной зоне развиты красноцветные обломочные породы с карбонатным цементом, в средней зоне — органогенно-оолитовые известняки, доломиты и мергели, а в центральной, срединной части впадины распространены глинистые и глинисто-доломитовые породы.

Все месторождения и рудопроявления урана расположены в средней фациальной зоне, на участках сопряжения с подводно-дельтовыми конусами выноса палеорек. Таким образом, в плане месторождения оказались приуроченными к участкам пересечения средней мелководной фациальной зоны, вытянутой параллельно береговой линии, с зонами подводных русловых потоковых фаций (области авандельты).

В разрезе рудоносных палеогеновых отложений карбонатные пласты переслаиваются с песчаниками и глинами, образуя трансгрессивные серии. Все известняки продуктивной фациальной зоны обладают повышенной концентрацией урана. Урансодержащие (органогенные) известняки состоят преимущественно из мелких раковин гастропод, палеципод, фораминифер, остатков иглокожих, мшанок, сифонниковых водорослей и других органических остатков, сцементированных кальцитом. В

них развит мельниковит, а в некоторых случаях органические остатки инкрустированы мелкими кристаллами пирита или марказита.

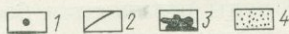
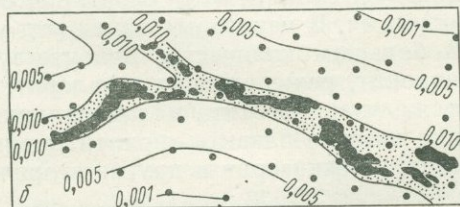
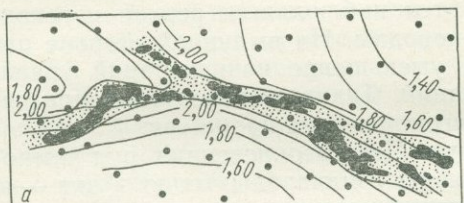
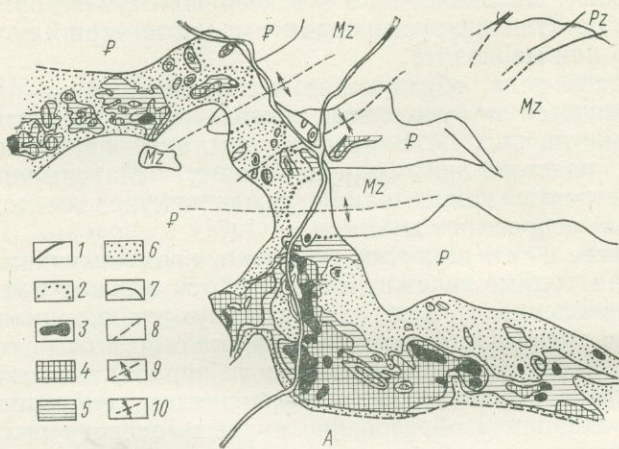
Рудные тела, образующие месторождения, в плане группируются в рудоносные полосы, одна из которых показана на рис. 72. В разрезе они имеют преимущественно пластово-линзовидную форму. Максимальные сингенетические концентрации урана приурочены к локальным депрессиям дна.

Вместе с тем наиболее важные в промышленном отношении рудные залежи располагаются в зонах пластового окисления, а руды характеризуются ассоциацией урана с твердыми битумами, которые могут быть отнесены к оксикериту. Трещиноватость карбонатных пород существенно повлияла на перераспределение урановой минерализации и образование рудных тел типа роллов. Их контуры пересекают границы слоев. В вогнутой части рудных тел наблюдается резкий переход от руд к безрудным породам. На выпуклой стороне наблюдается постепенное уменьшение концентраций урана до средних содержаний. Такие рудные тела образованы в результате эпигенетических процессов.

Состав руд. Цвет неокисленных руд темно-серый до черного. Основные минералы урана в них — настуран и урановая чернь — ассоциируются с органическим веществом или битумами. В некоторых типах руд установлен коффинит. В большом количестве присутствуют пирит, марказит, патронит, реже галенит, сфалерит, халькопирит, селенид железа, хьюэтит, меланованадит и др. В зоне окисления широко развиты карнотит, тьюмунит, отенит, ураноталит, шрекингерит и другие вторичные минералы.

Неокисленные руды отличаются большим разнообразием текстур. Наиболее распространены прожилково-вкрапленные и стилолитовые текстуры, характерные для богатых руд с явным эпигенетическим обогащением ураном (рис. 73), а также тонкорассеянные, слоистые и оолитовые текстуры более бедных руд сингенетического происхождения.

В тонкорассеянных рудах отсутствуют собственные выделения минералов урана. Урановые минералы тесно связаны с тонкодисперсным органическим и пелитоморфным глинисто-карбонатным веществом (рис. 74). Урановые минералы не диагностируются под микроско-



Б

Рис. 72. Геологическое строение ванадий-урановых месторождений (по В. И. Данчеву, 1966):

А — положение рудных тел внутри рудоносной зоны (план); 1 — граница рудоносной зоны; 2 — эродированные участки рудоносных отложений; 3 — рудные тела; 4—6 — богатые рядовые и бедные руды соответственно; 7 — границы возрастных подразделений пород; 8 — разрывные нарушения; 9, 10 — оси антиклинальных и синклиналиных складок соответственно; Б — приуроченность рудных тел к углублениям дна бассейна: а — карта распределения мощностей рудоносного горизонта известняков; б — карта распределения концентраций урана; 1 — опорные пункты; 2 — изолинии равных мощностей (а) и концентраций (б) в рудоносном горизонте; 3 — рудные тела; 4 — рудоносная зона

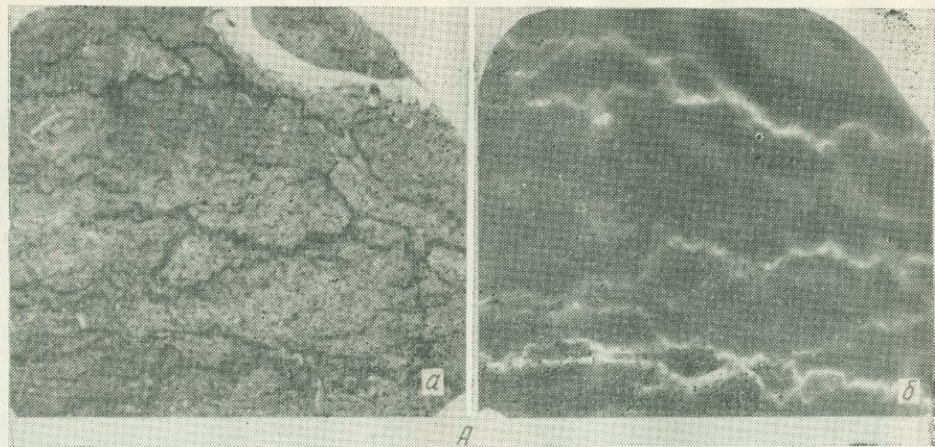
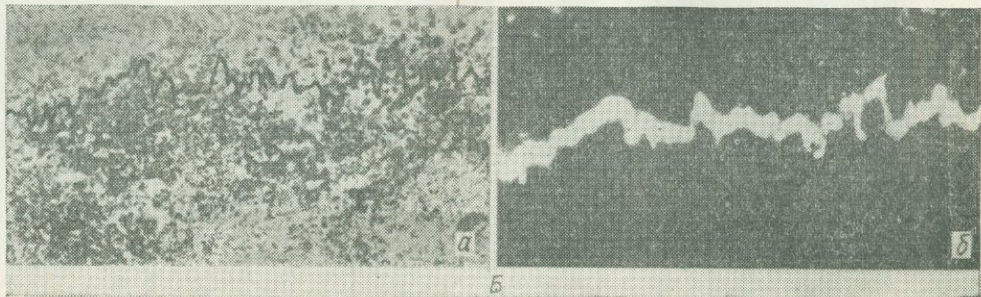


Рис. 73. Характерные текстуры ванадий-урановых руд (по В. И. Данчеву, 1966):

А — прожилково-вкрапленная текстура руд; Б — сутурно-стилолитовая текстура руд (а — фото штуфа; б — радиография штуфа)



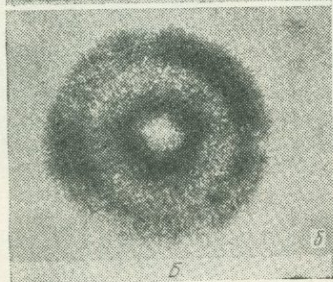
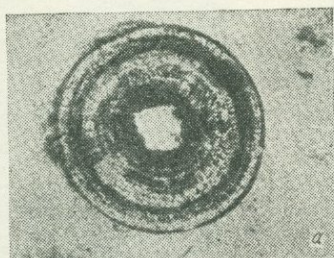
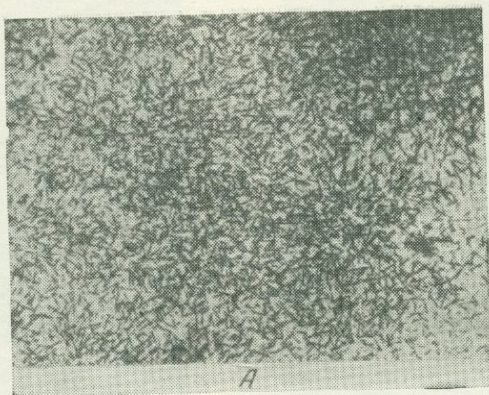


Рис. 74. Характерные структуры ванадий-урановых руд (фото В. И. Данчева):

А — равномерно рассеянные концентрации урана в пелитоморфном известняке (микрорадиография, увел. 150); *Б* — распределение урановых концентраций в оолитах (*а* — микрофотография, *б* — микрорадиография, увел. 120)

пом даже при максимальных увеличениях, но устанавливается настуран с помощью рентгеноструктурного анализа.

Оолитовые текстуры руд характерны для оолитовых известняков. Настуран и урановая чернь совместно с органическим и глинистым веществом, а также пиритом и другими рудными минералами находятся в оолитах в тонкодисперсном состоянии, обогащая их ядра и отдельные концентры (см. рис. 74, Б). Размер (диаметр) рудных оолитов колеблется от десятых долей миллиметра до 1—2 мм. По мнению В. И. Данчева, образование значительной части оолитов и их оруденение происходило в стадию диагенеза.

В органогенных известняках настуран и урановая чернь в ассоциации с органическим веществом и другими рудными минералами часто заполняют внутренние полости раковин гастропод, пеллеципод и фораминифер. Нередко рудные минералы метасоматически замещают стенки раковин.

Генезис месторождений. Генезис этих месторождений неясен. Большинство геологов относят их к полигенным образованиям. При этом первичное накопление урана они связывают с ранними стадиями литогенеза, когда повышенные концентрации урана возникли в диагенетическую стадию в карбонатном или при взаимодействии погребенного органического вещества с иловыми водами. Уран из иловых растворов выпадал в форме окислов в результате необратимых реакций в резко восстановительных условиях, создаваемых разложением органического вещества. Нарушение равновесия концентраций урана между иловым раствором и придонными водами приводило к миграции растворенного урана (в форме карбонатных комплексов) в иловый раствор. Диагенетическое рудообразование однозначно подтверждено наличием ураноносной гальки оолитовых известняков, которые образовались в результате местного размыва.

На поздней, эпигенетической стадии рудообразования, когда межгорная впадина превратилась в артезианский бассейн, возникли условия для перераспределения урана в связи с миграцией пластовых вод и нефти. В зоне предгорий, в краевой части артезианского бассейна, карбонатные горизонты имели выход на поверхность. Вдоль них к областям разгрузки мигрировали пласто-

вые воды, сформировавшие зону вторичного обогащения ураном на границе окисленных и неокисленных пород.

Список литературы

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965, с. 180—215.
- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966, с. 84—122.
- Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комаров А. И. и др. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных породах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 11.

Контрольные вопросы

1. Какие факторы определяют геологическую позицию полигенных ванадий-урановых месторождений? Назовите отличительные особенности этих месторождений.
2. Чем определяется положение и морфология рудных тел на ванадий-урановых месторождениях? Сформулируйте основные закономерности локализации руд этих месторождений.
3. Каков состав руд, характерные текстуры и структуры, последовательность минералообразования на полигенных ванадий-урановых месторождениях?
4. Какие процессы привели к образованию промышленных ванадий-урановых руд в известняках?
5. Объясните происхождение ванадий-урановых руд в известняках, сформулируйте основные критерии их поисков.

Раздел 4. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Класс метаморфогенных месторождений урана объединяет метаморфические и метаморфизованные месторождения.

Метаморфические концентрации урана образуются в основном под влиянием регионального метаморфизма. Ф. Тернер и Д. Ферхуген выделяют шесть фаций пород, возникающих при региональном метаморфизме: 1) цеолитовую; 2) зеленых сланцев; 3) глаукофановых сланцев; 4) альмандин-амфиболитовую; 5) гранулитовую и 6) эклогитовую.

В каждой из этих фаций регионального метаморфизма возникают минеральные ассоциации, включающие урановые минералы, но промышленные концентрации их образуются лишь в условиях фаций зеленых и глаукофановых сланцев. Они образуются в результате привноса или перераспределения минеральных компонентов растворами различной генетической природы.

К метаморфизованным относятся месторождения, в которых значительные концентрации рудных элементов возникли до начала метаморфизма. Наложение этих процессов привело к резкому изменению минерального состава руд, морфологии и структуры рудных тел. В то же время руды этих месторождений в различной мере сохраняют признаки своего первичного происхождения.

В качестве примеров ниже рассмотрена геология метаморфизованных золото-урановых месторождений в древних конгломератах и метаморфических месторождений урана в породах углисто-кремнистой формации.

ГЛАВА 9. МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ЗОЛОТО-УРАНОВЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

К этому типу относятся наиболее крупные по запасам месторождения урана. Только в двух урановых рудных районах мира — Витватерсранде (ЮАР) и Блайнд-

Ривере (Канада) — разведанные запасы U_3O_8 составляют около 600 000 т. Из древних конгломератов к настоящему времени добыто более 60 тыс. т золота. В них сосредоточены значительные запасы Th, TR, Os, Ir и других элементов. Высокая продуктивность и уникальные запасы металлов в месторождениях древних конгломератов вызвали исключительно большой интерес к изучению их геологии, широкие дискуссии об условиях формирования.

К настоящему времени установлены месторождения в докембрийских конгломератах многих стран: в ЮАР — Витватерсранд (Au, U, Os, Ir), в Канаде — Блайнд-Ривер (U, Th, TR), в Бразилии — Серра-де-Жакобина (Au, U), в Габоне — Мунана, Замфара (Au), в Гане — Тарква (U, Th), в Австралии — Уэстморленд (U), в Финляндии — Коли (Au, U). Для всех указанных месторождений характерны общие специфические особенности, что позволяет объединять их в самостоятельную рудную формацию.

Геологическое положение. Все известные древние золото-урановые и урановые рудные районы расположены в краевых частях древних платформ, в зонах сочленения их с позднекембрийскими складчатыми системами. Рудовмещающие толщи заполняют остаточные впадины, возникшие на консолидированном в раннем архее фундаменте. Они относятся к специфическим формациям платформенного ряда, которые несут многие черты орогенных послегеосинклинальных образований.

Значительный разрыв во времени между консолидацией основания и формированием продуктивных толщ является важной особенностью геологического разреза рудных районов.

Архейские образования фундамента обычно сложены гнейсо-гранитами, мигматитами, гранитоидами, порфироидами и амфиболитами. Все эти породы интенсивно дислоцированы и пересекаются серией глубинных разломов, определяющих блоковое строение районов.

Второй структурный этаж представлен осадочными, осадочно-вулканогенными и отчасти хемогенными толщами раннего протерозоя, превращенными в серицитокварцевые сланцы, метаморфизованные аркозы, моно- и олигомиктовые конгломераты, гравелиты, кварциты и

песчаники, переслаивающиеся с эффузивами и туфами основных и средних пород.

Образования второго структурного этажа залегают в пологих и широких синклиналях, осложненных куполообразными поднятиями и разрывами. Ранние магматические проявления представлены дайками и мелкими массивами диабазов, габбро, диоритов и аплитов, а поздние — интрузивными и вулканическими телами щелочных и основных пород. Поздний магматизм проявлен главным образом за пределами развития металлоносных конгломератовых толщ.

Крупнейший рудный район мира Витватерсранд располагается в южной краевой части Южно-Африканской платформы, активизированной в позднем докембрии и палеозое. Район Витватерсранда представляет собой крупную синклиналь, осложненную куполообразными выступами архейского фундамента и многочисленными разломами. В пределах этого района (с северо-востока на юго-запад) выделяются шесть рудных полей: Дальний восточный Ранд, Хейдельберг, Центральный Ранд, Дальний западный Ранд, Клерксдорп и Одентал-Рюст.

Второй крупный район — Блайнд-Ривер — расположен в южной части Канадского щита. Рудовмещающие отложения серий Кобальт и Брюс слагают здесь также пологую синклиналь, осложненную субширотными складками и разрывами (рис. 75). В районе выделяются три рудных поля: на севере — поле Квирк, в центральной части — Нордик (Эллиот) и на юге — Пронто.

Состав и условия формирования рудовмещающих толщ. Рудовмещающие олигомиктовые и кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники начинают или завершают крупные ритмы в сланцевых толщах протерозойских образований. Эти ритмы увязываются с циклическим трансгрессивно-регрессивным развитием бассейнов седиментации. В разрезе рудоносных толщ доля конгломератов незначительна и редко превышает несколько процентов. Главная роль в них принадлежит сланцам. Общая мощность рудовмещающих толщ неодинакова и изменяется от 100 до 10 000 м.

Состав металлоносных конгломератов олигомиктовый или монокварцевый. Размеры (диаметр) галек составляют 1—6 см. Гальки хорошо отсортированы и окатаны. Цемент конгломератов и песчаников полностью перекристаллизован, преобладает лепидобластовая структура.

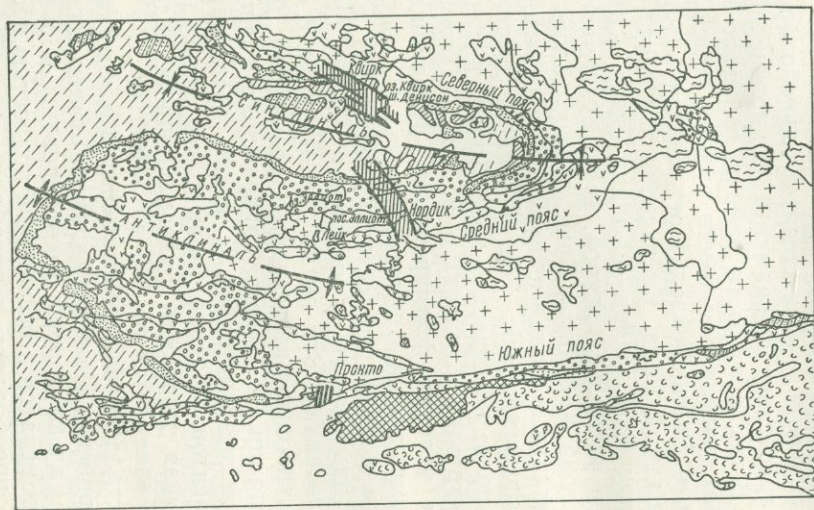
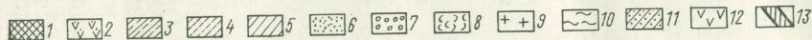


Рис. 75. Геологическое строение района Блайнд-Ривер (по Я. Н. Белевцеву, 1973):

1, 2 — постгурон (1 — граниты, сиениты), диориты, 2 — диабазы, габбро, диориты); 3, 4 — гурон (3 — кварциты, конгломераты, 4 — конгломераты, аркозовые песчаники, кварциты); 5—8 — группа Брус (5 — кварциты, конгломераты, аркозовые песчаники, 6 — конгломераты, известняки, граувакки, 7 — аргиллиты, кварциты, конгломераты, 8 — конгломераты, кварциты, известняки, метабазиты, метавулканы); 9—12 — архей (9 — граниты и сиениты, монзониты, кварцевые диориты, гнейсы, мигматиты, 10 — габбро, диориты, 11 — кварциты, 12 — основные метавулканы); 13 — контуры рудных полей



Особенностью новообразований в цементе является развитие характерной минеральной ассоциации: кварц, серицит, хлорит, пирит.

Наличие косо́й слоистости, ориентировка галек, волносприбойных знаков и знаков ряби, а также следы оползания, трещины усыхания и другие признаки в совокупности с литологическими особенностями отложений указывают на то, что накопление этих отложений происходило в долинах палеорек, обширных дельтах и авандельтах, в прибрежно-баровых и прибрежно-пляжевых зонах морского мелководья.

Положение рудных тел и их морфология. Рудоносные горизонты в разрезе толщ располагаются многоярусно, с большим интервалом. Эти горизонты залегают либо в основании всего разреза, либо в базальных горизонтах трансгрессивных серий. Рудные пласты часто группируются в пачки из 2—4 слоев. Выдержанность отдельных рудных пластов различна. Иногда они достигают по простиранию десятков километров при относительно равномерном содержании металлов. В других горизонтах отмечается струйчатость в распределении золота и урана и их пространственная связь с более грубыми разностями конгломератов. Устанавливается также связь золото-уранового оруденения с концентрациями тяжелых минералов обломочного происхождения (шлихом).

Такие рудные залежи в плане имеют лентообразные формы, а в поперечном разрезе представляют собой укороченные линзы. Как правило, рудная минерализация не выходит за пределы пласта конгломерата (рис. 76).

Большое влияние на форму рудных тел оказывает рельеф архейского фундамента. Эрозионные ложбины, русла палеопотоков и депрессии определяли струйчатую, лентообразную «русловую» морфологию отдельных рудных тел, а также колебания мощности конгломератовых толщ.

Состав руд. Для конгломератов характерны низкие содержания урана (сотые доли процента), но в отдельных районах или участках содержание урана в них повышается до 0,1%, а иногда достигает 1,5% (Блайнд-Ривер). Такие участки имеют значительные размеры, что определяет большую промышленную ценность этих месторождений.

В большинстве месторождений руды являются комплексными. Так, при низких содержаниях урана в конгломератах Витватерсранда в промышленных количествах содержится золото (10 г/т), что дает возможность извлекать уран попутно с золотом, резко повышая рентабельность предприятий.

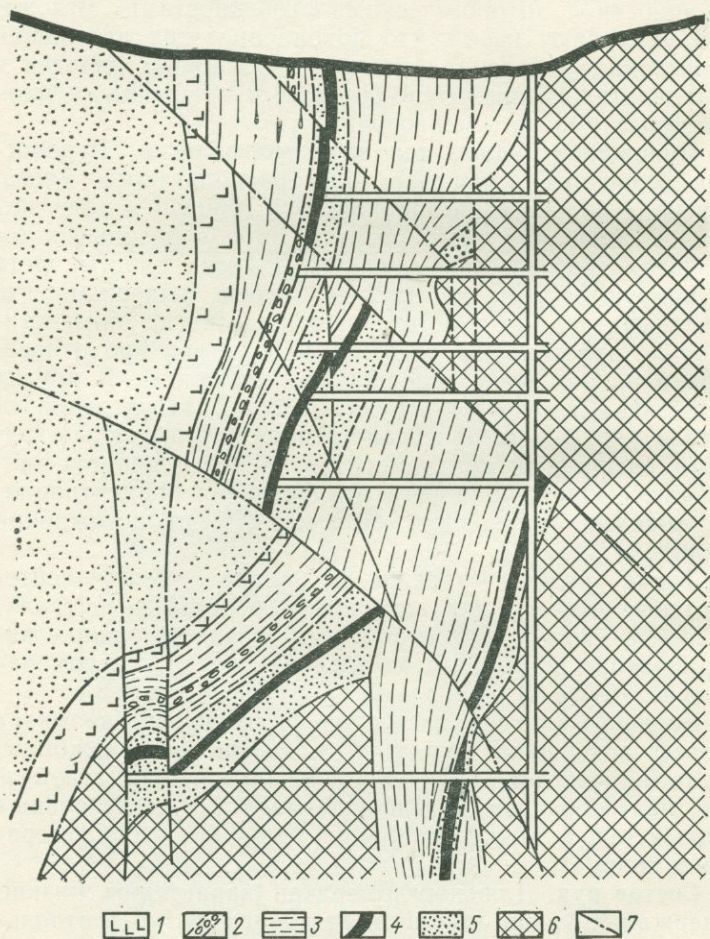


Рис. 76. Геологическое строение месторождения Пронто (район Блайнд-Ривер) (разрез, по Я. Н. Белевцеву, 1973):

1 — габбро; 2 — полимиктовые конгломераты; 3 — аргиллиты и кварциты; 4 — ураноносный конгломерат; 5 — кварциты; 6 — гранитоиды архея; 7 — разрывы

Рудные минералы сосредоточены в цементе металлогенных конгломератов и образуют тонковкрапленную текстуру. Особенностью рудоносных конгломератов является большая насыщенность цемента пиритом или пирротинном. Урановые минералы представлены уранинитом, браннеритом и тухолитом. Очень часто они приурочены к прослоям, обогащенным углеродистым веществом. Торий в конгломератах заключен в ураноторите, торите, циртолите и в монаците. Характерные текстуры ураноносных конгломератов и распределение в них урана показаны на рис. 77.

В рудах встречаются округлые зерна уранинита, пирита, монацита, циркона, золота, апатита. Отмечается их тесная связь со шлихом тяжелых минералов, имеющих обломочное происхождение. В составе шлиха установлены касситерит, хромит, шпинель, магнетит, ильменит, алмазы, минералы группы самарскита, осмистого иридия и др. В то же время в рудах широко развиты настуран в мелких секущих прожилках, ассоциирующийся с сульфидами, браннерит, тухолит и другие новообразованные минералы. Золото наряду с округлыми слабоокатанными формами часто образует зазубренные пластинки, пленки и тончайшие прожилки, проникающие из цемента в кварцевые гальки.

На рис. 78 показаны минеральный состав цемента рудоносных конгломератов района Витватерсранда, количественное соотношение минералов, слагающих руды, и последовательность их отложения.

Для золото-урановых конгломератов характерен широкий набор элементов-примесей в рудах, свойственный кислым (Sn, W, Be, Li, Zn, Pb, Bi, Ba, Mo, As), основным (Cr, V, Ti, Co, Mg, Mn) и щелочным (Th, Y, Ta, Nb) магматическим породам. Эта геохимическая особенность конгломератов существенно отличает их от всех других рудоносных пород.

Важную роль в конгломератах играет браннерит как источник урана. В Блайнд-Ривере он обычно располагается в цементе рудоносных конгломератов, образуя округлые зерна или неравномерно рассеянные скопления кристаллов, имеющих размеры 0,04—0,14 мм и редко 1—2 мм. Наиболее детально браннерит исследован П. Рамдором (1958), который рассматривает его как псевдоморфозы по ильмениту, рутилу или другим титансодержащим минералам и отмечает лишь редкие

случаи нахождения браннерита в виде мелкой округлой гальки. Псевдоморфозы браннерита представляют собой новообразования в виде друзовых кристаллов, размеры которых увеличиваются от периферии к центру (рис. 79).

Замещение ильменита (гальки) браннеритом или рутилом широко распространено и в рудах Витватерсран-

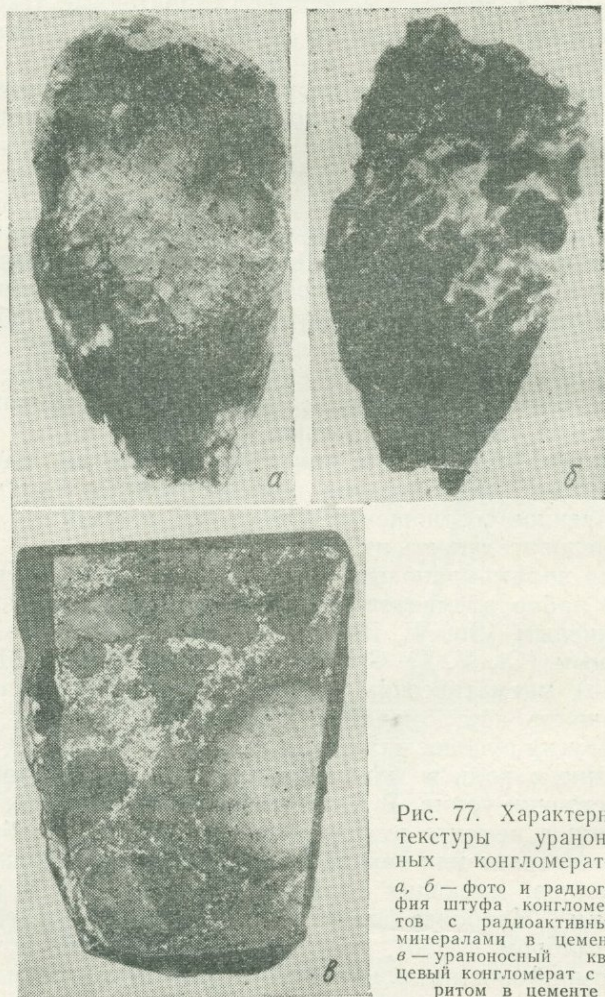


Рис. 77. Характерные текстуры ураноносных конгломератов:

a, б — фото и радиография штуфа конгломератов с радиоактивными минералами в цементе; *в* — ураноносный кварцевый конгломерат с рутилом в цементе

Минерал	Этапы минералообразования		
	Седиментационный	раннеметаморфогенная стадия	позднеметаморфогенная стадия
Золото	-----	-----	
Платина	-----		
Осмистый иридий	-----		
Алмаз	-----		
Пирит	----- ?	-----	-----
Арсенопирит	----- ?	-----	
Кобальтин	----- ?		
Кварц	-----	-----	-----
Касситерит	-----		
Корунд	-----		
Анатаз	-----		
Рутил	-----	-----	
Ильменит	-----		
Хромит	-----		
Танталит	-----		
Зранияит	----- ?		
Шпичель	-----		
Магнетит	-----		
Пирохлор	-----		
Монацит	-----	-----	-----
Ксенотим	-----		
Апатит	-----		
Циркон	-----		
Цитролит	-----		
Гранат	-----		
Гурмалин	-----		
Дистен	-----		
Сфен	-----	-----	
Серицит		-----	
Хлорит		-----	
Пирофиллит		-----	
Хлоритовид		-----	
Биотит		-----	
Тухолит		-----	
Браннерит		-----	
Урановая смолка		-----	
Пирротин		-----	-----
Халькопирит		-----	-----
Сфалерит		-----	
Галенит		-----	-----
Пентландит		-----	
Герсдорфит		-----	
Миллерит		-----	
Линнеит		-----	
Куданит		-----	
Троилит		-----	
Марказит		-----	
Карбонаты		-----	-----

Условные обозначения:

от 20 до 60% от 1 до 5%
 от 5 до 20% незначительное количество

Рис. 78. Минеральный состав ураноносных конгломератов (по В. Н. Котляру и др., 1963)

да. Здесь браннерит развивается, ориентируясь по кристаллам ильменита. В отдельных случаях браннеритом или рутилом замещается сфен или титансодержащий биотит.



Рис. 79. Характерные структуры замещения. Галька ильменита, псевдоморфно замещенная браннеритом (микрофото П. Рамдора, 1958)

В рудах Витватерсранда в количественном отношении уранинит преобладает над браннеритом. Как и браннерит, он приурочен к цементу конгломератов, где наблюдается в виде единичных зерен или их скоплений. Большинство исследователей описывает формы зерен уранинита как «угловатые» или «полуокатанные». Средний размер зерен уранинита составляет около 0,1 мм. Наблюдается обрастание уранинита кварцем, пиритом, а иногда замещение его браннеритом.

Настуран встречается в конгломератах в резко подчиненном количестве и считается более поздним по времени образования. Он слагает прожилки мощностью до 0,03 мм или скорлуповатые, почковидные агрегаты.

Уран- и торийсодержащее углеродистое вещество (тухолит) встречается в незначительных количествах в рудах некоторых месторождений Блайнд-Ривера и Вит-

ватерсранда. Тухолит обычно ассоциирует с кварцем или сульфидами железа, заполняет мелкие трещины или поровые пустоты.

Генезис руд. Рудоносные конгломераты относятся большинством исследователей к раннепротерозойским образованиям. Геохронометрические исследования урановых минералов указывают на большой разброс значений возраста (от 2700 до 900 млн. лет), которые не характеризуют время образования рудных концентраций. Они скорее свидетельствуют о неоднократном преобразовании рудных минералов, вызванном процессами метаморфизма. Наиболее «древний возраст» уранинита, по-видимому, отражает возраст гранитоидов и пегматитов архейского фундамента, при разрушении которых сформировались аллотигенные рудные минералы — циркон, монацит, отчасти уранинит. Большинство более «молодых возрастов» урановых рудных минералов указывает скорее на нарушение изотопных соотношений в минералах, чем на время тектоно-магматической активизации.

Существует несколько гипотез о происхождении руд в древних конгломератах. Большая группа ученых (Меллор, Беккер, Грегори, Юнг, Денни, Дю Тойт и др.), изучавших докембрийские ураноносные конгломераты в различных районах мира, рассматривают их как древние метаморфизованные россыпи. Они относят эти месторождения к осадочно-метаморфогенным образованиям. Таких же взглядов на генезис рудоносных конгломератов придерживается большинство советских ученых (В. Н. Котляр, В. Домарев и др.).

Первично экзогенное происхождение оруденения в конгломератах подчеркивают и другие зарубежные ученые (Луи, Хетчем, Косторфайн, Мак-Грегор, Бейн, Катаяма и др.), но формирование первичных концентраций урана они связывают с процессами инфильтрации растворов. Перенос урана, по их мнению, осуществлялся в ионной или коллоидной форме, а выпадение происходило в восстановительных условиях, в водопроницаемых породах. Позднее в связи с процессами метаморфизма уран и сопутствующие ему компоненты неоднократно переотлагались, происходила перекристаллизация рудного вещества и образовались современные минеральные ассоциации в рудах. Месторождения рассматриваются этими авторами как инфильтрационно-метаморфогенные.

Широко распространена гипотеза о гидротермальном магматогенном происхождении уранового и золотого оруденения в конгломератах. Эту гипотезу поддерживали и защищали Грейтон, Бетман, Мак-Келви, Эверхард, Гаррелс, Хейнрих и особенно Девидсон. При этом Девидсон допускал, что рудоносные гидротермальные растворы могли быть и немагматического происхождения, а вадозного. По мнению этого исследователя, грунтовые воды, проникшие в горизонты с высоким геотермическим градиентом, выщелачивали уран из пород. Затем они поднимались вверх и в зонах разгрузки, в верхних горизонтах проницаемых пород, откладывали металлы. Такой процесс продолжался миллионы лет и прекратился лишь в результате снижения проницаемости пород под влиянием регионального метаморфизма.

Таким образом, проблема генезиса древних металлоносных конгломератов не может считаться решенной однозначно. По мнению авторов, гипотеза о первичнороссыпном происхождении руд, метаморфизованных и частично переотложенных позднее, наиболее отвечает фактическим материалам.

Список литературы

- Безгубов А. И., Бывших Ю. И., Дементьев П. К. и др. Уран в древних конгломератах. М., Госатомиздат, 1963.
- Белевцев Я. Н. Урановые месторождения Канады.— «Геол. рудн. местор.», 1973, № 2.
- Котляр В. Н. Древние металлоносные конгломераты.— «Сов. геология», 1960, № 11.

Контрольные вопросы

1. Какие генетические группы месторождений урана следует выделять среди метаморфогенных месторождений? Сформулируйте основные принципы их классификации.
2. Какие отличительные особенности характерны для метаморфизованных месторождений урана?
3. Какие отличительные особенности свойственны метаморфическим месторождениям урана?
4. Назовите основные отличительные особенности месторождений золото-урановых металлоносных конгломератов древних платформ.
5. Охарактеризуйте геологическое положение, особенности разреза и состав древних золото-урановых конгломератов Витватерсранда и Блайнд-Ривера.
6. Что определяет форму рудных тел и условия их залегания на золото-урановых месторождениях в древних конгломератах?

7. Каковы минеральный состав руд, формы выделения урановых и сопутствующих им минералов в древних золото-урановых конгломератах? Какие из минералов определяют их основную промышленную ценность?

8. Какие существуют гипотезы о происхождении золото-урановых руд в древних конгломератах?

9. Сформулируйте региональные и локальные критерии поисков золото-урановых месторождений в древних конгломератах.

Г Л А В А 10. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УГЛИСТО-КРЕМНИСТЫХ СЛАНЦАХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В углисто-кремнистых сланцах складчатых областей и черных битуминозных сланцах древних платформ сосредоточены огромные запасы урана, но его концентрации, как правило, низки и достигают промышленного значения лишь на отдельных участках.

В раннепалеозойских складчатых областях широко распространены урансодержащие углисто-кремнистые сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма морских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, принадлежащих геосинклинальным формациям. Они характеризуются сравнительной выдержанностью фаций и мощностей, а также повсеместно повышенной концентрацией урана и сопутствующих ему элементов — V, Mo, Ni, Co, Pb, Zn, Ag, TR, Sc, Se, Re и др. С ними связаны месторождения урана.

Геологическое положение месторождений. Рудовмещающие отложения слагают нижние структурные ярусы складчатых областей и располагаются в пределах блоков с интрагеоантиклинальным режимом развития. Промышленные концентрации урана на месторождениях отчетливо контролируются зонами разломов и горизонтами благоприятных пород.

Разрез рудовмещающих отложений на одном из месторождений расчленяется на три разновозрастные толщи, залегающие согласно. Нижняя толща представлена монотонными глинисто-сланцевыми сланцами. В верхней толще развиты преимущественно известняки, известково-глинистые и глинистые сланцы.

Ураноносные углисто-кремнистые сланцы слагают вторую, среднюю толщу. Они обычно представлены черными тонкослоистыми породами, состоящими из ритмично чередующихся углисто-глинистых и кремнистых

прослоев. Кремнистые прослои сложены кварцем, халцедоном и опалом с примесью тонкорассеянного углестого вещества. Углисто-глинистые прослои сложены антраксолитом и перантрацитом, глинистыми минералами и слюдами. По ассоциации породообразующих минералов эти породы отвечают фации зеленых сланцев.

Рудовмещающие породы смяты в складки различных типов. Крылья и своды таких складок осложнены многочисленными более мелкими складками, среди которых выделяются продольные опрокинутые, сильно пережатые и даже лежащие складки, а также цепочки поперечных куполов.

В пределах месторождений обычно широко проявлены разновозрастные разрывные нарушения, ориентированные согласно, диагонально или вкрест простирания осевых поверхностей крупных складок. Среди этих нарушений различаются доскладчатые, соскладчатые и постскладчатые разломы и трещины. Доскладчатые крупные разломы контролируют положение месторождений и прослеживаются через всю площадь рудных полей. Они влияют на локальные структуры продольных и поперечных складок. Соскладчатые разломы и трещины образуют протяженные зоны чешуйчатых надвигов, межформационных срывов и сланцеватости, а также системы трещин, развитых в хрупких породах. Постскладчатые разрывы происходили в условиях растяжения и вместе с соскладчатыми зонами дробления часто являются рудовмещающими структурными элементами.

Морфология рудных тел и их строение. Для всех рудных тел характерен отчетливый литологический контроль: они приурочены к толще углисто-кремнистых сланцев. Вместе с тем структурные особенности месторождений во многом определяются разрывными нарушениями, хотя существенную роль в распределении оруденения играют складчатые элементы. Выделяются два структурно-морфологических типа рудных тел.

Первый тип — «секущие», несогласные рудные тела — представлен сложными столбообразными, жилообразными и линзообразными телами, а также уплощенными штокверками или линейными зонами мелкообломочных брекчий в сводах антиклиналей (рис. 80, *а, б*). Эти рудные тела пространственно тесно связаны с после-складчатыми разрывами — сбросами и сбросо-сдвигами. Они локализируются в углисто-кремнистых сланцах на

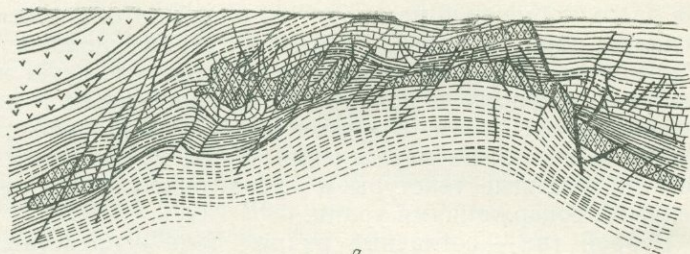
участках пересечения их разрывами. Нередко оруденение вдоль нарушений переходит из одной литологической разности пород в другую, занимая секущее положение. Обогащенные участки рудных тел имеют сложную жиллообразную форму и приурочены к поперечным и диагональным трещинам. Крупные рудные гнезда располагаются в местах их пересечения. Руды имеют прожилково-вкрапленные текстуры и характеризуются повышенными содержаниями урана.

Второй тип — согласные рудные тела — представлен пластообразными, уплощенными линзовидными и седловидными рудными залежами, условия залегания которых совпадают с напластованием пород (см. рис. 80, в, г). Эти рудные тела локализуются в сводовых частях небольших антиклиналей и куполов, во флексурных перегибах, пологих частях крыльев и замков синклиналей. Они нередко располагаются под поверхностью чешуйчатых надвигов, вдоль межпластовых нарушений. Внутри рудных залежей встречаются рудные столбы, в которых оруденение развивается вдоль зон секущей или послойной трещиноватости. В этом случае руды приобретают прожилково-вкрапленные текстуры.

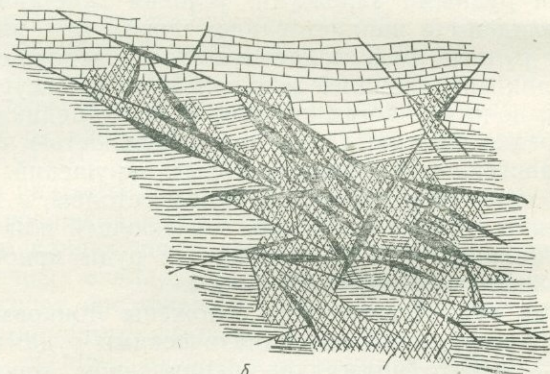
Состав руд. Рудные тела сложены тонковкрапленными и дисперсными метасоматическими рудами, среди которых развито прожилково-вкрапленное оруденение.

Первичные руды представлены настураном и урановыми чернями в ассоциации с незначительными количествами марказита, пирита, сфалерита, молибденита, пирротина, бравоита, арсенопирита, галенита, блеклой руды, хлоантита, раммельсбергита, никелина и других минералов. Сульфиды и арсениды имеют подчиненное распространение и развиты значительно меньше, чем окислы урана. Из жильных минералов встречаются доломит, кальцит, кварц и диккит.

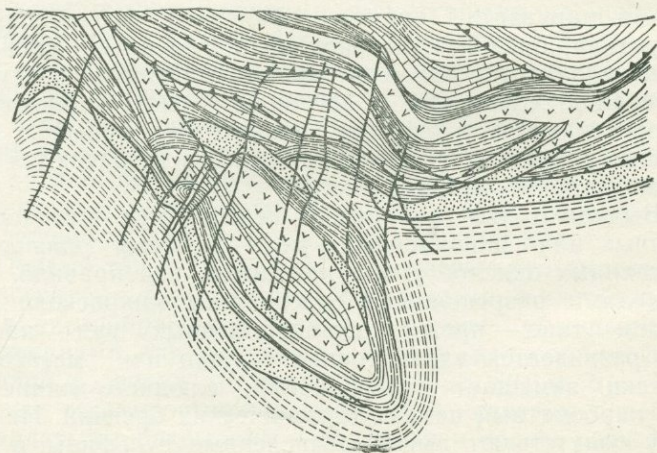
Выделяют два типа руд. В первом типе — тонкорассеянных или вкрапленных руд — размеры дисперсно рассеянных окислов урана находятся, как правило, за пределами разрешающей способности микроскопа. Во втором типе — прожилково-вкрапленных руд — настуран развивается вдоль тонких трещин или метасоматически замещает углеродистый, слюдисто-глинистый или карбонатный цемент тектонических брекчий. Настурану сопутствуют вышеперечисленные сульфиды и арсениды.



a



b



Урановую рудную минерализацию пересекают жильные образования типа альпийских жилкок. Они представляют собой короткие и тонкие прожилки, развитые беспорядочно и локализованные в трещинках отрыва. Минеральный состав этих прожилков определяется составом вмещающих пород — они содержат в основном кварц, карбонат, реже барит и вкрапленности сульфидов. Для них характерны друзовые текстуры, образованные жильными минералами и сульфидами.

На месторождениях этого типа широко развиты процессы гипергенеза. В результате в зонах разрывных нарушений существенное значение приобретают явления переотложения руд, «проникающие» на сравнительно большую глубину. В зонах гипергенеза преобладают переотложенные урановые черни, сульфаты уранила, халькозин, ковеллин, борнит, малахит, азурит, лимонит, аннабергит, ярозит, гипс, аллофан и другие минералы.

Генезис месторождений. Существуют различные точки зрения по вопросу о происхождении промышленных руд рассматриваемых месторождений. Одни геологи связывают оруденение с магматогенной гидротер-

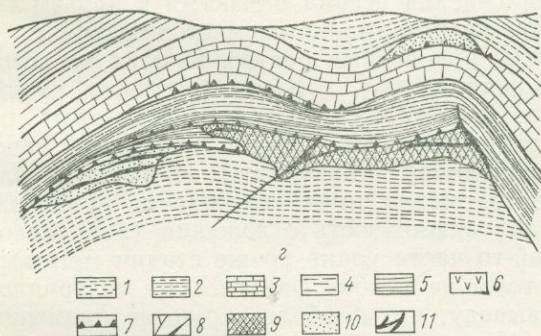


Рис. 80. Геологическое строение урановых месторождений в углисто-кремнистых сланцах (по Б. Л. Рыбалову, 1965):

a — секущие рудные штокверки в углисто-кремнистых сланцах; *b* — жилькообразные рудные столбы внутри секущего рудного штокверка; *v* — согласное залегание тонковкрапленных руд в слюдисто-кремнистых сланцах; *г* — согласное залегание штокверковых и тонковкрапленных руд; *1* — слюдисто-глинистые сланцы; *2* — углисто-кремнистые сланцы; *3* — известняки, доломиты; *4* — углисто-глинистые сланцы; *5* — известковистые и глинистые сланцы; *6* — диабазовые порфириты; *7* — межпластовые надвиги; *8* — секущие разломы и трещины; *9* — рудные залежи с прожилкововкрапленной текстурой; *10* — рудные залежи с тонковкрапленной текстурой; *11* — жилькообразные рудные столбы

мальной деятельностью, другие считают его метаморфическим.

Определенно установлено, что повышенные концентрации урана возникли в седиментационно-диагенетическую стадию литогенеза в зонах накопления глинистых и кремнистых илов в результате извлечения урана из морских вод органическими веществами. Уран и сопутствующие ему элементы находились в рассеянном состоянии. Основная масса урана концентрировалась в углистом веществе, в легко выщелачиваемой форме, что определило его способность к миграции и переотложению при метаморфизме осадков.

Интенсивная дислоцированность рудовмещающих пород продуктивных толщ позволяет связывать образование промышленных руд с воздействием на породы гидротермальных растворов. При этом уран и другие металлы могли быть выщелочены из углисто-кремнистых отложений и перемещены в зоны трещиноватости, брекчирования и послойные разрывы, служившие зонами разгрузки растворов. Поэтому неравномерное распределение рудного вещества, несогласная морфология рудных тел, сложные минеральные ассоциации делают эти месторождения весьма близкими к другим постмагматическим гидротермальным месторождениям.

Источник рудоносных растворов пока не ясен. Одни геологи предполагают, что эти растворы имеют магматогенное происхождение, другие связывают их появление с метаморфизмом пород — считают вадозными водами глубинной циркуляции. Вероятно, растворы и рудные элементы имели смешанное происхождение.

Допуская возможность отложения (или переотложения) какой-то части урана позже стадии метаморфизма пород, авторы на основе фактических материалов приходят к выводу, что наиболее крупные промышленные концентрации урана рассматриваемых месторождений образовались при метаморфизме первично обогащенных ураном углисто-кремнистых осадков. Именно поэтому месторождения и относятся к метаморфическому типу.

Список литературы

Гецева Р. В., Дерягин А. А. О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфогенных месторождений урана. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963.

Крупенников В. А. Закономерности размещения урановых руд на месторождениях, залегающих среди углисто-кремнистых сланцев и известняков.— «Геол. рудн. местор.», 1969, № 4.

Рыбалов Б. Л. Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах.— «Геол. рудн. местор.», 1965, № 2.

Контрольные вопросы

1. Какие отличительные особенности характерны для метаморфогенных месторождений в углисто-кремнистых сланцах?
2. Назовите основные факторы рудного контроля метаморфогенных месторождений в углисто-кремнистых сланцах.
3. Какие тектонические элементы определяют геологическую структуру метаморфогенных месторождений в углисто-кремнистых сланцах?
4. Охарактеризуйте структурно-морфологические типы рудных тел метаморфогенных месторождений в углисто-кремнистых сланцах.
5. Каков состав руд и главные минеральные ассоциации метаморфогенных месторождений урана в углисто-кремнистых сланцах?
6. Какие существуют точки зрения на генезис урановых руд в углисто-кремнистых сланцах? Сформулируйте основные поисковые критерии этих месторождений.

Часть II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

ГЛАВА 11. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ И СИСТЕМАТИКА

Научно-технический прогресс вызвал широкое использование так называемых редких элементов. Бурное развитие аэрокосмической, ядерной, химической и электронной техники потребовало создания высокопрочных, легких, антикоррозионных, расщепляющихся и специальных материалов, основой которых явились редкие элементы. До второй мировой войны использовались лишь легирующие и «малые» металлы — Cr, Mn, Ni, Co, W, Mo, Sn, Hg, Sb. К настоящему времени их потребление резко возросло и в промышленное освоение вовлекаются редкие металлы: высокопрочные и устойчивые сплавы Nb и Ta широко используются в аэрокосмической, ядерной и химической технике; Zr, Ge, Cs, Rb, TR, Be, Bi, Li, Nb, Ta, Se — в производстве ядерных реакторов и оборонной технике; TR, Cs, Zr, Ge, Rb, Ta, Se — в производстве электронной аппаратуры; Bi, Hg, Cd, Be, Ta, Li, Sr, Se, In стали широко использоваться в медицинской, стекольной, металлургической и других отраслях промышленности.

Учитывая ускоренное развитие отечественной техники, можно ожидать, что многие из редких элементов в ближайшие годы станут столь же необходимыми, как и основные виды полезных ископаемых — нефть, уголь, газ, черные и цветные металлы. В связи с этим все более важное значение приобретает расширение поисков и разведки месторождений редких элементов с использованием новейших достижений науки и техники.

Месторождения редких элементов в земной коре не имеют столь крупных запасов, как месторождения чер-

ных металлов или горючих ископаемых. Содержания этих элементов в рудах обычно невелики и редко превышают 2—3% (обычно 0,01—1%). Поэтому обнаружение месторождений требует специальной тщательной подготовки и особых методов изучения вещественного состава горных пород и минералов.

В настоящее время редкие элементы условно подразделяются на собственно редкие и рассеянные. К редким относятся Li, Be, Sr, Zr, Nb, Ta, TR, Cs, Hg, Sb, Bi, Se, Te, к рассеянным — Re, Ga, Ge, Sc, Cd, In, Hf, Rb. Редкие элементы образуют многочисленные собственные минералы и собственные, иногда крупные месторождения. Рассеянные элементы или не образуют собственных минералов (Re, Hf, Rb), или минералы их единичны и редки (Ga, Sc, Cd, In, Ge). Крупных собственных месторождений рассеянные элементы не образуют и обычно находятся в виде примесей в рудах цветных металлов или других редких элементов. Только германий концентрируется в каменных углях или в сульфидных месторождениях (Республика Заир).

По геохимическим особенностям все перечисленные элементы подразделяются на две группы: литофильные (Li, Be, TR, Zr, Hf, Nb, Ta, Cs, Rb, Sc, Ge, Sr, Ga) и халькофильные (Hg, Bi, Sb, Se, Te, Cd, In, Re). Литофильные элементы связаны преимущественно с кислыми и щелочными интрузивами, а халькофильные концентрируются в сульфидных месторождениях, ассоциирующихся нередко с интрузивами средних и основных пород.

Среди перечисленных элементов наибольшее значение имеют Nb, Ta, Li, Be, Cs, Hg, Sb, Bi, Se, Zr, Ge, Sr, TR. Из них Hg, Sb образуют собственные сульфидные месторождения или присутствуют в сульфидных полиметаллических (Cd, Se, Bi) и оловянно-вольфрамовых (Bi) месторождениях. Nb, Ta, Li, Be, Cs, TR, Zr составляют специфическую группу элементов, для которых известны собственные месторождения. В других типах рудных месторождений эти элементы не встречаются или присутствуют редко и в незначительных количествах.

При классификации месторождений редких элементов могут быть использованы широко известные систематики месторождений В. А. Обручева (1934), В. Линдгрена (1935), А. Г. Бетехтина (1946), В. И. Смирнова (1965). Учитывая эти систематики, выделяют три ос-

новые группы месторождений редких элементов: 1) эндогенные (магматогенные); 2) метаморфогенные; 3) экзогенные.

Метаморфогенные месторождения редких элементов не имеют большого промышленного значения, за исключением единственного месторождения U, Au, Nb, TR в метаморфизованных древних конгломератах Блайнд-Ривер (Канада), подробно рассмотренного в первой части книги.

Большую роль играют экзогенные месторождения. Известны самостоятельные целестиновые месторождения, крупные россыпи циркона и монацита и уникальные месторождения литиеносных озер (Серлз, США). Прибрежно-морские россыпи монацита в Индии и Бразилии до сих пор являются крупным источником редкоземельных элементов и частично тория. В районах развития эндогенных месторождений различных типов установлены значительные экзогенные концентрации Nb, Zr, Th, Ta, Sr, TR в россыпях и корах выветривания. Значение процессов выветривания в перераспределении и вторичной концентрации этих элементов исключительно велико. Именно в корах выветривания заключены основные запасы ниобия в богатейших месторождениях Бразилии (Араша), Республики Заир (Луеш, Бингу), Кении (Мрима), циркония — в ЮАР (Палабора) и Бразилии (Посус-ди-Калдас). Известны крупные россыпи циркона и лопарита, сформировавшиеся при размыве лопаритоносных нефелиновых сиенитов. В СССР имеется комплексное редкоземельно-фосфат-урановое месторождение в глинах с костными остатками рыб, относящееся к экзогенно-диагенетическим образованиям. Геология этого месторождения рассмотрена в первой части книги.

Крупнейшие запасы и наибольшее число промышленных объектов приходится на эндогенные (магматогенные) месторождения комплексных редкометалльных руд. Эндогенные месторождения редких элементов разделяются на четыре класса в соответствии с их генетической связью с различными интрузивными комплексами: класс А — связанные с гранитами нормального ряда; класс Б — связанные с щелочными гранитами и граносиенитами; класс В — связанные с нефелиновыми сиенитами; класс Г — связанные с ультраосновными — щелочными породами и карбонатитами.

Внутри классов выделяются месторождения нескольких генетических групп: магматические, пегматитовые, автотермальные, пневматолито-гидротермальные и гидротермальные, которые подразделены на типы по составу руд и ведущему рудному компоненту.

В редкометальных гранитных интрузиях установлены пегматитовые и пневматолито-гидротермальные месторождения с крупными запасами Li, Cs, Be, Ta. Обычные гранитоиды не содержат высоких концентраций редких элементов и лишь в редких случаях обогащены монацитом, ксенотимом и цирконом (КНДР). В последние годы выявлен новый тип редкометальных автотермальных месторождений в так называемых апогранитах, которые представляют собой небольшие штоки, содержащие вкрапленность редкометальных минералов. Породы таких штоков обогащены танталит-колумбитом, микролитом, пирохлором, протолитионитом, местами альбитизированы и окварцованы, содержат рибекит или эгирин.

В массивах щелочных гранитоидов и граносиенитов с постмагматическими стадиями связано развитие метасоматической микроклинизации, альбитизации с минералами Zr, Be, TR и гидротермальных флюорит-гематит-карбонатных жил с редкоземельной минерализацией (КНР).

Нефелиновые сиениты содержат повышенные концентрации Nb, Zr, TR, Th. Выделяют два типа нефелиновых сиенитов — агпайтовые (наиболее щелочные) и миаскитовые. Агпайтовые нефелиновые сиениты содержат зоны первичной вкрапленности эвдиалита, лопарита, мурманита. Гидротермальные процессы в них проявлены слабо. Миаскитовые породы не содержат первично-магматических концентраций, но в пневматолито-гидротермальных альбититах и зонах карбонатизации в них заключены крупные месторождения циркона и пирохлора (Лонни и Ньюмен, Канада).

Ультраосновные — щелочные массивы постоянно содержат вкрапленность перовскита, обогащенного Nb, TR, но наибольшее значение имеют присутствующие в них ранние карбонатиты с громадными запасами пирохлора, апатита (Ока, Канада; Луеш, Республика Заир; Араша, Бразилия) и бадделеита (Палабора, ЮАР). Поздние карбонатиты часто содержат крупнейшие запасы редких земель в бастнезите и паризите (Маунтин-

Генетическая классификация эндогенных редкометалльных месторождений

Основные группы месторождений	Класс (и тип) месторождения			
	А. Связанные с гранитами нормального ряда	Б. Связанные с щелочными гранитами и граносиенитами	В. Связанные с нефелиновыми сиенитами	Г. Связанные с ультраосновными щелочными породами и карбонатами
I. Магматические	I. А. Редкометалльные граниты с монацитом, ксенотимом, танталониобатами, цирконом	I. Б. Редкометалльные щелочные граниты с колумбитом и пирохлором	I. В*. Редкометалльные агпаитовые малиньиты, фойяиты с лопаритом, эвдиалитовые луювриты	I. Г. Перовскитсодержащие оливиниты и пироксениты
II. Карбонатитовые	—	—	—	II. Г. 1. Редкометалльные магнетит-апатит-форстеритовые породы с пирохлором и бадделитом II. Г. 2*. Высокотемпературные (ранние) карбонатиты с гатчетолитом, пирохлором, бадделитом
III. Пегматитовые	III. А. 1. Олигоклаз-микроклиновые с танталониобатами, ксенотимом и монацитом	III. Б. Альбит-микроклиновые (амазонитовые) с фергюсонитом, гадолинитом, бритолитом, колумбитом	III. В. 1. Агпаитовые с ловчорритом и ринколитом	—

Основные группы месторождений	Класс (и тип) месторождения			
	А. Связанные с гранитами нормального ряда	Б. Связанные с щелочными гранитами и граносиенитами	В. Связанные с нефелиновыми сиенитами	Г. Связанные с ультраосновными щелочными породами и карбонатитами
III. Пегматитовые	III. А. 2*. Микроклин-альбитовые со сподуменом, танталитом и поллуцитом III. А. 3*. Биотит-олигоклазовые с бериллом, фенакитом, изумрудом		III. В. 2. Миаскитовые с пирохлором и цирконом	—
IV. Автометасоматические	IV. А. Б*. Апограниты с бериллом, Li-слюдами, танталитом, микролитом		—	—
V. Альбитовые, грейзеновые, пневматолито-гидротермальные	V. А. 1. Альбититы и грейзены с бериллом, танталитом, микролитом, фенакитом, гельвином V. А. 2. Кварц-мусковитовые с флюоритом и бериллом	V. Б. 1. Альбититы с эвксенитом, иттриолитом, гельвином V. Б. 2. Карбонат-флюоритовые с бастнезитом, паризитом, стронцианитом и монацитом	V. В. 1. Альбититы с пирохлором и цирконом V. В. 2. Флюорит-лейкофановые с берtrandитом V. В. 3*. Биотит-кальцитовые с пирохлором	—

Основные группы месторождений	Класс (и тип) месторождения			
	А. Связанные с гранитами нормального ряда	Б. Связанные с щелочными гранитами и граносиенитами	В. Связанные с нефелиновыми сиенитами	Г. Связанные с ультраосновными щелочными породами и карбонатитами
V. Альбитовые, грейзеновитые, пневматолито-гидротермальные	V. А. 3. Берилл-фенакитовые с сульфидами V. А. 4. Флюорит-фенакитовые с берtrandитом	—	—	—
VI. Гидротермальные	VI. А. 1*. Мусковит-флюорит-берилловые VI. А. 2. Фенакит-берtrandитовые VI. А. 3. Лейкофан-берtrandитовые VI. А. 4. Бастнезит-паризитовые VI. А. 5. Сульфидные с Bi, Se, Te, Cd, Re, Ga, Ge, Sb, Hg	—	—	VI. Г. 1*. Низкотемпературные (поздние) карбонатиты, доломит-анкеритовые и кальцитовые с колумбитом, паризитом, бастнезитом, стронцианитом, сульфидами

* Геслогия месторождения рассмотрена в настоящей работе наиболее подробно.

Основные генетические группы и типы экзогенных редкометалльных месторождений

А. Первично-осадочные и эпигенетические	Б. Конгломераты и россыпи, коры выветривания	В. Промышленные воды (поверхностные и глубинные)
А. 1. Карналлитовые в солевых толщах с Cs, Rb	Б. 1. Древние метаморфизованные конгломераты и гравелиты с Au, минералами TR, Nb, Th, U	В. 1. Озерная рапа с Li, Rb, Sr
А. 2. Угольные с рассеянными Ge, Ga, TR, Be	Б. 2. Озерные, морские и аллювиальные россыпи с монацитом, цирконом, ильменитом, касситеритом	В. 2. Глубинные нефтяные воды с Li, Rb, Sr, B
А. 3. Фосфориты с U, TR и фосфатные редкоземельно-урановые в глинах с обломками костей рыб	Б. 3. Коры выветривания и современные россыпи с монацитом	В. 3. Глубинные «ювенильные» растворы с Sr, B, Rb
А. 4. Целестиновые в карбонатных толщах	—	—
А. 5. Медистые песчаники с Mo, Re, In	—	—

Пасс, США), стронция (Мрима, Кения) и сульфидов Cu, Ni (Палабора, ЮАР).

Генетическая классификация промышленных месторождений и краткая их характеристика в обобщенном виде приведены в табл. 4 и 5.

При значительном многообразии генетических типов месторождений редких элементов их добыча осуществляется лишь на крупнейших объектах, обеспечивающих промышленность высококачественным сырьем. Геология этих месторождений и рассмотрена ниже.

Список литературы

- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов Т. 1—3. М., «Наука», 1966.
- Гинзбург А. И. и др. Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Т. 1. М., «Недра», 1965, гл. 3.

Контрольные вопросы

1. Какие элементы принято называть редкими и рассеянными? Каково их значение в создании новых отраслей техники?
2. На какие две основные группы, отличающиеся по геохимическим особенностям, разделяются редкие и рассеянные элементы? Перечислите элементы, входящие в состав каждой из групп. Объясните, почему их принято включать в одну из этих групп.
3. Приведите генетическую классификацию месторождений редких элементов. Какие из месторождений представляют наибольшую промышленную ценность?

ГЛАВА 12. МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТАХ

Месторождения этого типа являются комплексными; в них сосредоточены уникальные запасы руд Nb, Ti, Ta, TR, Zr. Рудные тела отличаются большими размерами и относительно равномерным распределением компонентов.

В качестве примера рассмотрен один из массивов редкометалльных агпаитовых сиенитов СССР. Этот массив имеет площадь около 600 км². Он прорывает толщу гнейсов и гранитогнейсов архейского возраста, в плане имеет округлую форму (рис. 81) и представляет собой шток, сужающийся книзу. По геофизическим данным

предполагают, что подошва массива расположена на глубине в несколько километров от поверхности. Снизу к массиву ведет узкий подводящий канал.

В массиве выделено пять возрастных групп пород:
1) щелочные эффузивы; 2) пойкилитовые породы;

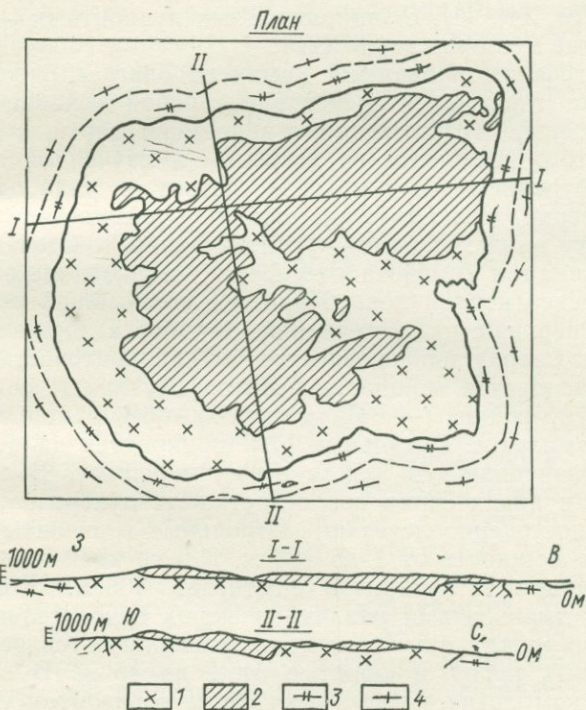


Рис. 81. Геологическое строение массива редкометалльных нефелиновых сиецитов (по К. А. Власову и др., 1966):

1 — дифференцированный комплекс нефелиновых сиецитов; 2 — эвдиалитовые лувриты и эвдиалиты; 3 — фениты; 4 — гнейсы и гранитогнейсы

3) дифференцированный комплекс; 4) эвдиалитовые лувриты и 5) жильный комплекс.

Пойкилитовые нефелиновые сиециты образуют отдельные участки и блоки среди пород дифференцированного комплекса и не содержат промышленной рудной минерализации. Жильный комплекс также безру-

ден и представлен разновозрастной серией нефелино-сиенитовых пегматитов, пикритов, мончикитов и щелочных базальтов.

Рудоносным является дифференцированный комплекс, а также эвдиалитовые луявриты. С дифференцированным комплексом связаны лопаритовые месторождения (Nb, Ta, TR, Ti), с эвдиалитовыми луявритами — эвдиалитовые месторождения (Zr).

Дифференцированный комплекс составляет около 80% объема массива и представляет собой основное тело, расслоенное (стратифицированное) по вертикали. Разрез этого комплекса во вскрытой и изученной глубинным бурением части массива состоит из ряда однородных серий, имеющих постоянную последовательность (сверху вниз): фойяит — уртит — луяврит. Степень дифференциации (полнота расслоения) в различных частях комплекса неодинакова. Наиболее полно дифференцирована верхняя часть, средняя — слабо, а нижняя — неполно. Сверху вниз возрастает меланократовость пород и уменьшается мощность уртитов. Луявриты составляют 46%, фойяиты — 34% и уртиты — 6% общей мощности комплекса. Остальные 14% приходятся на переходные разновидности между этими породами. В средней части и низах серии возрастает доля луявритов, а уртиты постепенно исчезают. Отдельные горизонты пород имеют мощность от 1 до 150 м, а в средней части разреза мощность луявритов достигает 400 м. Контакты между горизонтами различных пород относительно резкие, но между ними постоянно располагаются зоны переходных пород мощностью от 1 до 15 м. В верхней части комплекса, на контакте между горизонтом уртитов и вышележащих фойяитов располагается маломощный (6—50 см) горизонт малиньитов, выдержанный почти по всему массиву.

Породы дифференцированного комплекса обогащены редкими минералами: лопаритом, эвдиалитом, ринколитом, лампрофиллитом, мурманитом. Фойяиты представляют собой лейкократовые нефелиновые сиениты, сложенные микроклином (30—85%), нефелином (10—45%) и эгирином (5—15%). Местами фойяиты цеолитизированы, альбитизированы или содалитизированы. Уртиты — наиболее лейкократовые породы, сложены нефелином (75—95%) и содержат примесь микроклина (до 14%), эгирина (2—20%) и апатита. Местами урти-

ты нацело натролитизированы. Луявриты представляют собой меланократовые нефелиновые сиениты с четкой трахитоидностью, параллельной поверхности расслоения. Они сложены микроклином (30—55%), нефелином (20—25%) и эгирином (20—50%) или арфведсонитом (10—40%). В луювритах присутствуют вторичные минералы: цеолиты, содалит. Содержание редкометалльных минералов в каждом горизонте возрастает к его висящему боку. Во всех этих породах резко повышена концентрация редких элементов, максимальная отмечается в фойяитах и малиньитах (Nb, TR, Ta, Th, Ti): ZrO_2 —0,2%; Nb_2O_5 —0,3%; TR_2O_3 —0,4%; SrO—0,2%; Li_2O —0,03%; TiO_2 —1,2%.

Эвдиалитовые луювриты и эвдиалититы образуют мощные самостоятельные тела, прорывающие расслоенную толщу дифференцированного комплекса. Вертикальные штоки эвдиалитовых луювритов располагаются в краевых частях массива, а в кровле его дифференцированный комплекс перекрывает эвдиалитовыми породами. Известны и отдельные крутопадающие дайки эвдиалититов. Эвдиалитовые луювриты, развитые на большой площади над породами дифференцированного комплекса, имеют переменную мощность—от 150 до 500 м; их выходы занимают более половины площади массива. Среди них выделяют две серии пород: эвдиалитовые луювриты и порфириовидные породы. Обе серии также расслоены. Первая серия состоит из чередующихся горизонтов эвдиалитовых луювритов и эвдиалититов. Мощность отдельных горизонтов изменяется от 1—3 до 100 м. Более меланократовые породы тяготеют к верхним горизонтам серии. Породы второй серии представлены чередованием горизонтов эвдиалитовых луювритов, фойяитов и эвдиалитовых ювитов. Все породы второй серии порфириовидны.

Между породами обеих серий наблюдаются как резкий интрузивный контакт, так и постепенные переходы. Контакт их с породами дифференцированного комплекса всегда резкий. Породы обеих серий различаются по структуре, но по составу близки. Они сложены микроклином (30—40%), нефелином (20—30%), эгирином (25—30%), эвдиалитом (10—25%). В эвдиалититах содержание эвдиалита резко увеличивается. Все породы содержат также примесь лопарита, апатита, лампрофиллита, мурманита, сфена. Содержание редких элемен-

тов в породах повышено: ZrO_2 — до 3,4%; TR_2O_3 — до 0,3%; $(Nb, Ta)_2O_5$ — до 0,3%.

В массиве располагаются месторождения двух типов: 1) лопаритовые (комплексных руд), преимущественно ниобиевые, но содержащие также Ta, TR, Ti, Th; 2) эвдиалитовые циркониевые (с примесью Hf, Ta, Nb, TR, Th).

Лопаритовые месторождения расположены в дифференцированном комплексе. Они приурочены к нескольким горизонтам фойяитов и уртитов. Максимальная концентрация лопарита характерна для малиньитов. Лопаритоносные горизонты в дифференцированном комплексе ориентированы согласно с общей расслоенностью пород. Мощность их меняется, отдельные горизонты выклиниваются, расщепляются или переслаиваются с горизонтами других пород. Изменяется в них и содержание лопарита. Максимальные концентрации лопарита установлены в зоне контакта уртитов с луавритами. Степень концентрации лопарита находится в прямой зависимости от степени расслоенности нефелиновых сиенитов, а также от мощности и состава уртитовых горизонтов. При отсутствии уртитов лопарит концентрируется в ювитах или в лежащем боку фойяитовых горизонтов. Соответственно по минеральному составу выделяются лопаритоносные уртиты, ювиты, фойяиты, малиньиты и луавриты. Рудные залежи располагаются в разных частях массива.

Лопаритоносные породы темные, массивные, мелкозернистые и состоят главным образом из нефелина, микроклина и эгирина. В них встречаются также натролит, содалит, альбит, апатит, сфен и редкометалльные минералы: лампрофиллит, рамзаит, мурманит. Минеральный состав и структура рудных залежей обычно невыдержанные. Лопарит образует в породах мелкую, относительно равномерную вкрапленность. В урритах и фойяитах максимальные концентрации лопарита приурочены к лежащим, а в луавритах к висячим бокам горизонтов. В фойяитах и ювитах трудно оконтурить отдельные рудные залежи, так как вкрапленность лопарита наблюдается в виде отдельных шпиров, гнезд и невыдержанных зон. В слабо расслоенных участках нефелиновых сиенитов лопарит распределен по всему объему пород, не образует выдержанных горизонтов вкрапленности, и содержание его обычно невелико. Отдельные зо-

ны богатой вкрапленности лопарита известны в приконтактовых участках массива.

Лопарит из дифференцированных массивов нефелиновых сиенитов всегда имеет хорошую огранку и представлен мелкими (1—4 мм) кристаллами кубической формы или сложными двойниками. Плотность его 4,6—4,9, твердость 6. Состав лопарита сложен. От перовски-



Рис. 82. Характерные структуры редкометалльных руд. Кристаллы лопарита (черное) в малиньите. Серые шестоватые кристаллы — эгирин (фото, проз. шлиф, увел. 15)

та (CaTiO_3) лопарит отличается высоким содержанием TR, Th, Nb, Sr, Ta, Na. В лопарите содержатся Nb_2O_5 (6—10%), Ta_2O_5 (0,5—0,8%), TiO_2 (35—40%), ThO_2 (0,4—1%), TR_2O_3 (31—35%), CaO (4—6%), SrO (0,5—4%), Na_2O (8—9%). Формула лопарита (Na, Ca, TR, Th) (Nb, Ti, Ta) O_3 .

Лопарит часто образует сростки с породообразующими минералами. Реже зерна лопарита располагаются в промежутках между крупными кристаллами эгирина, микроклина и нефелина (рис. 82). Лопарит постоянно ассоциируется (кроме породообразующих минералов) с апатитом, лампрофиллитом, ринколитом, рамзаитом. Кристаллы лопарита чаще всего идиоморфны и включены в крупных кристаллах эгирина, арфведсонита, иногда в периферических частях кристаллов микрокли-

на и нефелина. Ксеноморфные зерна выделяются позже этих минералов. Последовательность образования минералов показана на рис. 83.

Генезис лопаритового оруденения окончательно не выяснен. Выдержанность лопаритоносных горизонтов и их согласное залегание в разрезе дифференцированного

Минерал	Стадии минералообразования		
	Магматическая	Пневматолито-гидротермальная	Гидротермальная
Нефелин	—		
Микроклин	—		
Лопарит	----	----	
Апатит	----		
Эгирин	—		
Арфведсонит	—		
Сфен	----	—	
Рамзаит	—	---	---
Лампрофиллит	—	---	
Эвдиалит	—	---	
Ринколит			---
Альбит		—	—
Содалит		—	—
Натролит			

Рис. 83. Последовательность образования минералов в лопаритоносных породах

комплекса, отсутствие секущих лопаритоносных зон, отсутствие изменений пород и равномерная вкрапленность лопарита в интрузивных породах указывают на его первичный магматический генезис. Однако механизм самой дифференциации (расслоения) массива на систему чередующихся трехчленных пачек до сих пор не выяснен. Наиболее вероятно, что образование дифференцированного комплекса происходило при длительной магматической кристаллизации и дифференциации; дифференциация и привела к накоплению лопарита в определенных

участках разреза и в определенных горизонтах. Лопарит выделялся преимущественно на ранней стадии магматической кристаллизации, вместе с нефелином и микроклином, а в пневматолито-гидротермальную стадию он изменялся в металопарит. Некоторые исследователи считают, что лопарит мог образоваться и в пневматолитовую стадию при автотермическом процессе.

Практическая ценность лопаритовых руд определяется прежде всего их уникальными запасами и хорошей обогащаемостью руд, а также значительным содержанием в них Nb, Ta, TR и Ti. При соотношении Nb/Ta \approx 12 лопарит может служить самостоятельным источником тантала.

Лопаритовые руды являются относительно бедными. Содержание в них ниобия ниже, чем в крупных колумбитовых месторождениях, и уступает даже месторождениям пирохлора (особенно в корях выветривания карбонатитов). Их ценность снижается большой сложностью технологической переработки лопарита, низким содержанием Nb и Ta в нем и присутствием в больших количествах Ti, TR, Th, которые трудно отделяются от Nb и Ta. Однако лопаритовые месторождения — одни из самых перспективных благодаря хорошей изученности и возможности получения в больших количествах редких элементов, а также титана. Ценность лопаритовых месторождений повышается из-за комплексности руд.

Эвдиалитовые (циркониевые) месторождения заключены в комплексе эвдиалитовых луювритов и эвдиалититов, слагающих мощное тело, перекрывающее дифференцированный комплекс. Все породы этого комплекса рудоносны. Наиболее обогащены эвдиалитом меланократовые разновидности, но и в лейкократовых содержание эвдиалита составляет около 10%.

Меланократовые породы образуют пластообразные залежи мощностью до 200 м, которые прослеживаются почти на всей площади массива. Содержание эвдиалита в меланократовых породах составляет 10—15%, местами достигает 25%; в эвдиалититах содержание эвдиалита составляет 65—75%. В этих породах эвдиалит является основным породообразующим минералом. Эвдиалититы образуют линзообразные тела и короткие пластообразные залежи, располагающиеся в комплексе эвдиалитовых луювритов согласно с их полосчатостью.

Иногда в разрезе эвдиалитоносных пород отмечается «дробная» слоистость и полосчатость, обусловленная чередованием слоев разных оттенков. В этих слоях содержится неодинаковое количество эвдиалита.

Эвдиалитовые луавриты имеют массивные или полосчатые трахитоидные текстуры, темный, красноватый цвет, а эвдиалиты — красный цвет. Вместе с эвдиалитом в них постоянно присутствуют лампрофиллит, мурманит, рамзаит, лопарит, сфен, апатит, натролит. Эвдиалит образует равномерную вкрапленность идиоморфных округлых или вытянутых кристаллов размером 2—5 мм. Содержание редких элементов в эвдиалитоносных породах постоянно высокое и особенно возрастает в эвдиалититах: 3—9% ZrO_2 , 0,2—0,9% HfO_2 , 0,2—0,9% Nb_2O_5 и 0,3—1,6% TR_2O_3 .

Эвдиалит относится к группе цирконосиликатов сложного состава. Он красного цвета, имеет стеклянный блеск, относится к тригональной сингонии и образует вытянутые или округлые призматические кристаллы.

Он содержит следующие компоненты (в мас. %): $(Nb, Ta)_2O_5$ — 0,6—1,2; ZrO_2 — 12—14; SiO_2 — 46—51; TR_2O_3 — 0,3—8; MnO — 1—3; FeO — 0,3—3; CaO — 7—15; Na_2O — 11—15; Cl — 0,7—2 и примесь Sr, K, Ti, Hf, Mg. Столь сложный состав и относительно невысокое (до 14%) содержание циркония затрудняют переработку эвдиалита, и в настоящее время его не добывают. Низкосортная эвдиалитовая руда по содержанию ZrO_2 в 4—5 раз уступает высокосортным и хорошо перерабатываемым цирконовым рудам.

Эвдиалитовые месторождения относятся к магматическим образованиям. Эвдиалит кристаллизовался из расплава одним из первых вместе с микроклином и нефелином, а частично и раньше их, так как включения кристаллов эвдиалита встречаются во всех порообразующих минералах. Последовательность выделения минералов приведена на рис. 84.

Большие запасы эвдиалита, относительная легкость разработки его залежей (открытым способом), хорошая выдержанность и значительные мощности рудных тел, несмотря на сложность переработки эвдиалита, позволяют рассматривать эти месторождения в качестве важных перспективных источников сырья, поскольку они могут обеспечить промышленность запасами на большой срок. Попутно из руд этих месторождений могут по-

лучаться также редкоземельные элементы иттриевой группы.

При интенсивном размыве лопаритоносных пород лопарит из них высвобождается, сохраняясь в рыхлых продуктах выветривания. При перемыве их лопарит

Минерал	Стадии минералообразования	
	Магматическая	Пневматолито-гидротермальная
Нефелин	_____	
Микроклин	_____	
Эвдиалит	_____	_____
Эгирин	_____	_____
Арфведсонит	_____	_____
Сфен	_____	_____
Рамзаит	_____	_____
Лампрофиллит	_____	
Содалит		_____
Натролит		_____

Рис. 84. Последовательность образования минералов в эвдиалитовых луювритах и эвдиалититах

концентрируется в аллювии и озерных отложениях. Россыпи лопарита обычно развиты на небольшом удалении от массивов коренных пород. Эти россыпи представлены рядом линзовидных и пластообразных залежей, приуроченных к нижним горизонтам аллювиальных отложений и невыдержанных по простиранию и мощности. Содержание лопарита в россыпях высокое, и разработка их экономически выгодна. Лопарит в россыпях почти не окатан и слабо изменен.

Список литературы

- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.
 Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых Т. 1. М., «Недра», 1965, гл. 4.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте основные особенности строения массивов лопаритоносных нефелиновых сиенитов, состав пород, условия их залегания, формы рудных тел.
2. Какие редкие металлы характерны для лопаритовых руд? Каков их состав и последовательность минералообразования?
3. Изложите закономерности распределения лопарита в нефелиновых сиенитах, генезис лопаритовых руд и их поисковые критерии.

ГЛАВА 13. КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Первые редкометальные месторождения в карбонатитах обнаружены лишь 30 лет назад, но за истекшее время открыт ряд крупных месторождений этого типа, ставших основным источником ниобия. Месторождения карбонатитов имеют специфику в строении и составе. В качестве примера ниже рассмотрено одно из редкометальных карбонатитовых месторождений СССР.

Карбонатитовый массив расположен в пределах крупного антиклинория, сложенного преимущественно сланцами, песчаниками и конгломератами протерозойского возраста. Он прорывает сланцы и имеет форму овального штока, сужающегося книзу и вытянутого в направлении простирания антиклинория. Вмещающие породы вокруг массива фенитизированы и превращены в мелкозернистые микроклин-биотит-пироксеновые породы.

Массив имеет концентрически-зональное строение (рис. 85). Периферическая зона его сложена ийолитами, среди которых встречаются отдельные крупные ксенолиты пироксенитов. В центре массива располагаются карбонатиты. Наиболее древние породы — пироксениты — сложены авгит-диопсидом (80—99%) и содержат железистый флогопит (0—20%), титаномагнетит (1—10%) и перовскит (0—5%). Ийолиты занимают около 20% площади массива и сложены диопсид-авгитом (40—70%) и нефелином (30—50%) с небольшой примесью шорломита, апатита и во внутренней зоне, прилегающей к карбонатитам, кальцита (5—15%). В массиве встречены маломощные дайки нефелиновых сиенитов и пикритов. Все эти породы не содержат оруденения.

Рудоносны в массиве карбонаты. Они состоят на 80—90% из карбонатов и образуют мощные тела, содержащие два типа руд: 1) гатчеттолит-пирохлоровые

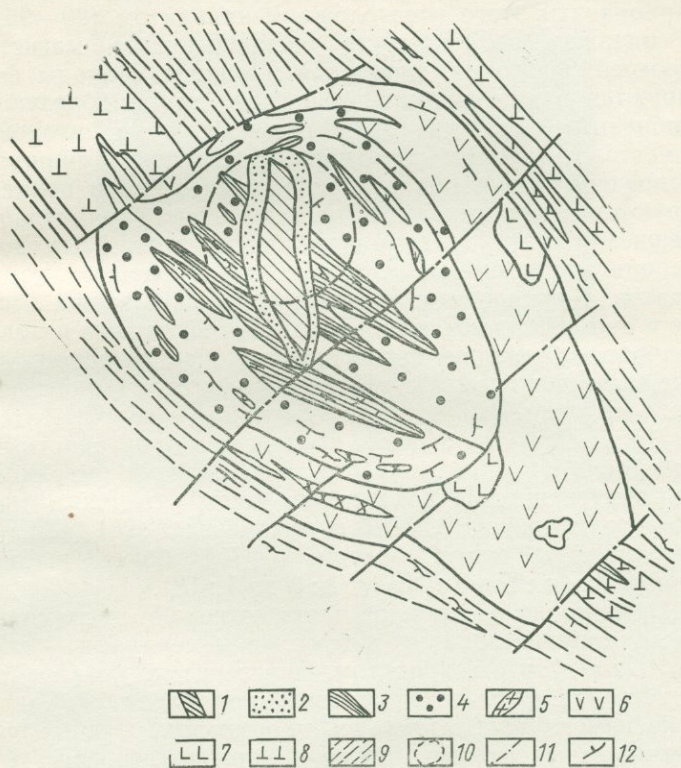


Рис. 85. Геологическое строение массива редкометалльных карбонатов (по В. С. Гайдуковой и др., 1962):

1 — поздние анкеритовые карбонаты; 2 — анкеритизированные ранние карбонаты; 3 — рассланцованные и доломитизированные ранние карбонаты; 4 — ранние карбонаты (кальцитовые); 5 — нефелиновые сиениты; 6 — ийолиты; 7 — пироксениты; 8 — древние диабазы; 9 — сланцы; 10 — ореол развития мелких даек; 11 — тектонические разрывы; 12 — элементы залегания пород

(с апатитом) в ранних карбонатах и 2) паразитовые в поздних карбонатах. Эти руды пространственно разобщены и обособляются в самостоятельные месторождения.

Ранние карбонатиты составляют около 80% карбонатных пород в массиве. Они образуют крутой конический шток. Контакты штока и полосчатость, местами проявленная в нем, направлены к центру массива. Карбонатиты этого типа сложены кальцитом (80—95%) и содержат неравномерно распределенные магнетит, пироксен, флогопит, форстерит и апатит. Породы формируются в две стадии. На первой стадии образуются ниобиевый перовскит и бадделейт, а на второй — гатчеттолит и затем пирохлор. Гатчеттолит и пирохлор распределены в карбонатитах неравномерно и концентрируются в мощных дугообразных зонах, параллельных внешнему контакту карбонатитового штока. Эти зоны располагаются среди безрудных лейкократовых карбонатитов. Внутреннее строение рудных зон также сложное и они распадаются на серии отдельных линз и полос. Наиболее обогащены гатчеттолитом участки пород, обогащенные апатитом. Содержание апатита в таких участках достигает 25%, а в безрудном карбонатите — 10—15%. Гатчеттолитовое оруденение пространственно обособлено от пирохлорового. Преобладает пирохлоровое оруденение. Пирохлоровые руды содержат мало тантала (отношение Ta/Nb в них менее 1:20), а в гатчеттолитовых рудах содержание Ta более высокое (при соотношении Ta/Nb от 1:3 до 1:12).

Гатчеттолит и пирохлор часто встречаются совместно и ассоциируют с одними и теми же минералами — кальцитом, магнетитом, апатитом, форстеритом, флогопитом. Гатчеттолит образуется раньше пирохлора, но затем легко изменяется, замещаясь пирохлором. Рудные карбонатиты массивные, реже — полосчатые (рис. 86), белые или розоватые, крупнокристаллические (зерна кальцита в них размером 5—10 мм и пирохлора — 1—5 мм).

Гатчеттолит черного цвета, пирохлор красный или буроватый с сильным смолистым блеском. Оба минерала образуют октаэдрические или кубоктаэдрические кристаллы (см. рис. 86, б, в). Гатчеттолит содержит (в мас. %): Nb₂O₅ — 35—45; Ta₂O₅ — 7—20; TiO₂ — 3—8; ZrO₂ — 1—3; ThO₂ — 1—5; U₃O₈ — 8—18; CaO — 4—8; Na₂O — 2—4; F — 1—3; H₂O — 1—8. Отношение Ta/Nb меняется от 1:3 до 1:12; отношение U/Th равно 4—3. Пирохлор содержит следующие компоненты (в мас. %): Nb₂O₅ — 50—62; Ta₂O₅ — 0,5—5; TiO₂ — 1—5; ThO₂ —

2—12; U_3O_8 — 0,2—3; CaO — 10; Na_2O — 3—6; F — 2—4;
 H_2O — 0,5—5. Отношение Ta/Nb меняется от 1:12 до
 1:150; отношение U/Th=0,5—15.

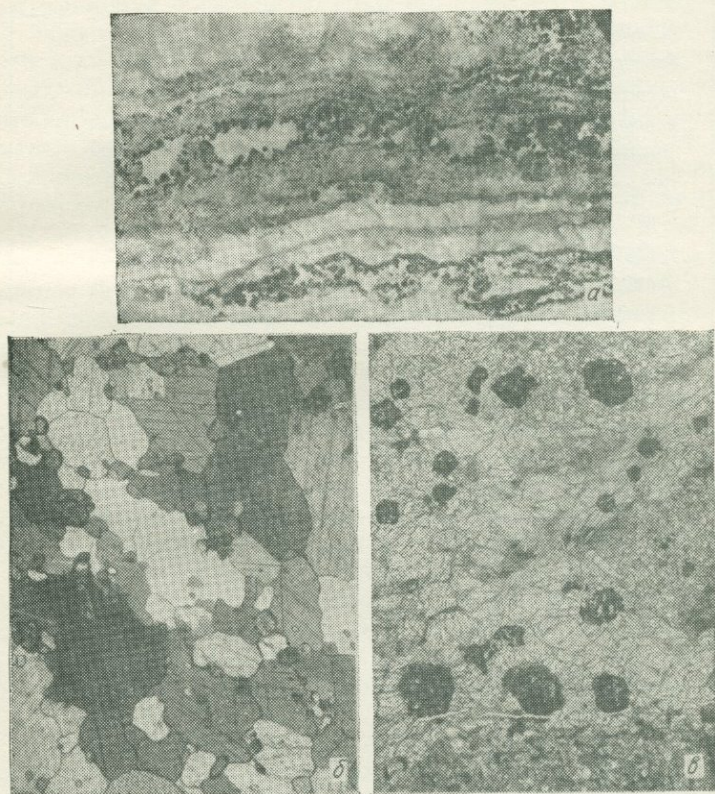


Рис. 86. Характерные текстуры и структуры редкометалльных руд в карбонатах:

a — полосчатые руды в раннем кальцитовом карбонате (фото образца); *b, v* — формы выделения гатчеттолита (крупные зерна — кальцит, округлые серые зерна — апатит, черное — гатчеттолит, проз. шлиф, увел. 24)

Несмотря на идиоморфизм кристаллов, пирохлор и гатчеттолит выделяются позже кальцита, форстерита и пироксена вместе с флогопитом. Последовательность выделения минералов приведена на рис. 87.

Минерал	Этапы и стадии минералообразования			
	Ранний (магматический)		Поздний (гидротермальный)	
	1-я стадия	2-я стадия	1-я стадия	2-я стадия
Кальцит	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—
Форстерит	—	—	—	—
Пироксен	—	—	—	—
Апатит	—	—	—	—
Дизаналит	—	—	—	—
Гатчеттолит	—	—	—	—
Пирохлор	—	—	—	—
Флогопит	—	—	—	—
Пирротин	—	—	—	—
Бадделейт	—	—	—	—
Доломит	—	—	—	—
Анкерит	—	—	—	—
Колумбит	—	—	—	—
Молибденит	—	—	—	—
Хлорит	—	—	—	—
Пирит	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	—
Галенит	—	—	—	—
Сидерит	—	—	—	—
Барит	—	—	—	—
Паризит	—	—	—	—
Бастнезит	—	—	—	—
Стронцианит	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	—
Флюорит	—	—	—	—
Натролит	—	—	—	—

Рис. 87. Последовательность образования минералов в редкоземельных карбонатитах

Гатчеттолит-пирохлоровые руды в карбонатитах — высокого качества. Они легко обогащаются и в настоящее время являются основным источником ниобия. При высоком содержании гатчеттолита из них может извлекаться и тантал. Попутно постоянно получается апатит, а иногда — магнетит и бадделейт.

В центре штока ранних карбонатитов располагается линейное мощное тело поздних анкеритовых карбонатитов. Эти породы содержат комплексное оруденение, паризит и в отдельных зонах сульфиды (молибденит или сфалерит и галенит). Поздние карбонатиты метасоматически развиваются по ранним, и вокруг анкеритового тела развит мощный ореол анкеритизации кальцитовых пород. Там, где анкеритизации подверглись пироклорсодержащие ранние карбонатиты, образовались рудные тела иного типа. Во внешних зонах таких участков повышено содержание пироклора, а во внутренних (прилежащих к анкеритовым породам) пироклор замещен колумбитом и содержатся октаэдрические псевдоморфозы колумбита по пироклору. Колумбитоносные породы представляют большую ценность, так как в них выше содержание ниобия. Колумбит лучше сохраняется при выветривании и переработке руд и извлекается легче, чем более хрупкий пироклор.

Анкеритовые карбонатиты массивные или кавернозные и содержат неравномерную вкрапленность паризита, сульфидов и в небольших количествах монацит, флоренсит и бастнезит. Основной рудный минерал — паризит — концентрируется в кавернозных участках пород и образует неравномерную вкрапленность или щетки мелких (0,1—2 мм) кристаллов в пустотах. На поздних стадиях формирования породы паризит замещается монацитом или бастнезитом. Паризит содержит (в мас. %): TR_2O_3 — 62; CaO — 10; CO_2 — 20; F — 8. В паризите и других минералах карбонатитов преобладают Ce и La.

Существуют различные точки зрения на генезис карбонатитов. Первоначально они считались интрузивно-магматическими телами. Норвежский ученый Бреггер, изучавший массив Фен (Норвегия), считал, что карбонатиты образуются при кристаллизации особой глубокой силикатно-карбонатной магмы. Эта точка зрения подтверждается и современными находками действующих и недавно потухших вулканов Восточной Африки, извергавших карбонатные (кальцитовые) или щелочно-карбонатные лавы. Э. Боуэн указал на широкое развитие метасоматических процессов вокруг тел карбонатитов и отнес их к метасоматитам. Действительно, в относительно глубоководных карбонатитовых массивах многих регионов вокруг карбонатитов вмещающие породы изме-

нены, а в самих карбонатитах содержатся реликты этих пород.

Среди карбонатитов следует выделять два основных типа: ранние и поздние. Ранние карбонатиты часто образуют мощные (до 2—5 км) секущие штоки выдержанного состава и содержат форстерит, пироксен, магнетит, флогопит, биотит (относительно высокотемпературные минералы). Эти породы образуются как инъекционно-магматическим, так и метасоматическим путем. Поздние карбонатиты повсеместно метасоматически развиваются по вмещающим породам и имеют гидротермально-метасоматическое происхождение.

Список литературы

- Гайдукова В. С., Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М. и др. Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 17. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971.
- Таттл О. Ф., Гиттинс Д. Карбонатиты. Под ред. Д. Гиттинса. Пер с англ. М., «Мир», 1969.

Контрольные вопросы

1. Изложите основные особенности геологического положения и строения карбонатитовых массивов, опишите морфологию и условия залегания рудных тел, локализованных в карбонатитах.
2. Назовите основные типы карбонатитов и рудные минералы, связанные с каждым из них. Как распределены эти минералы в карбонатитах? Каковы состав руд и последовательность минералообразования?
3. Сформулируйте генетические особенности редкометалльных карбонатитов и их поисковые критерии.

ГЛАВА 14. ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматиты широко распространены в массивах гранитов и щелочных пород. Они постоянно обогащены редкими элементами, но далеко не всегда эти элементы образуют в них промышленные концентрации. В настоящее время практическое значение имеют только отдельные типы гранитных пегматитов, содержащих высокие концентрации сподумена, поллуцита, танталита, берилла, хризоберилла, танталоколумбита и цезиеносных слюд. Эти пегматиты являются источником высококачествен-

ных руд Ta, Be, Cs, Li, Rb, которые в других типах месторождений отсутствуют или образуют рассеянную примесь. В настоящее время разрабатываются только крупные тела пегматитов; отработка мелких тел (при любых содержаниях рудных компонентов) нерентабельна.

В пегматитах постоянно концентрируются минералы Ta, Nb, TR, Zr, Li, B, Cs. Однако в последнее время обнаружены другие типы месторождений с высокими концентрациями и большими запасами Zr, TR, Nb, Be и роль пегматитов резко упала. Не потеряли прежнего значения лишь альбит-сподуменовые пегматиты, содержащие кроме сподумена также поллуцит, литиевые и цезиевые слюды, и бериллоносные олигоклазовые пегматиты с мощными зонами метасоматитов. Альбит-микроклин-сподуменовые пегматиты служат основным источником Li, Cs, Ta, а олигоклазовые пегматиты «линий скрещения» — источником бериллиевого сырья. Соответственно ниже рассмотрены два основных типа месторождений: 1) месторождения в микроклин-альбитовых пегматитах чистой линии, содержащих сподумен, танталит, лепидолит, поллуцит, берилл и касситерит, и 2) месторождения в биотит-олигоклазовых пегматитах линии скрещения, содержащих берилл, хризоберилл и фенакит.

§ 1. Месторождения в микроклин-альбитовых пегматитах

В качестве примера ниже рассмотрена геология месторождения, расположенного среди кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов докембрийского возраста. Метаморфические породы докембрийской толщи смяты в сложные линейные складки и прорваны интрузивами гранитов.

Пегматитовые жилы развиты на отдельных локальных участках в полосе гнейсов. В местах их максимальной концентрации насчитывается по несколько десятков. Отдельные жилы приурочены к контактам пластов амфиболитов и вмещающих их гнейсов или располагаются в амфиболитах. Форма пегматитов сложная, с отдельными раздувами и пережимами. Некоторые жилы выклиниваются по падению, но затем на глубине появляются другие, расположенные кулисообразно по отно-

шению к первым жилам. Мощность жил достигает 10—20 м, протяженность составляет несколько сот метров.

Пегматиты рассматриваемого типа обычно хорошо дифференцированы и имеют зональное строение. Не во всех жилах проявлена одинаковая зональность, неодинаково и количество зон: в раздувах обычно их число

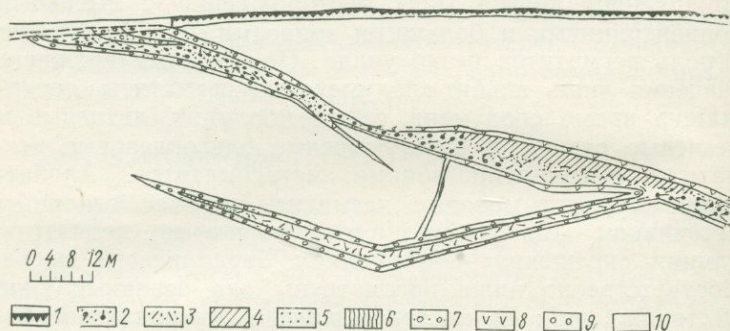


Рис. 88. Геологическое строение месторождения в микроклин-альбитовом пегматите (разрез, по Н. А. Солодову, 1962):

1 — четвертичные отложения; 2 — нерасчлененная зона блокового кварца, микроклина, лепидолита и мелкопластинчатого альбитита; 3 — псевдографическая кварц-альбитовая зона; 4 — зона блокового микроклина; 5 — зона блокового микроклина, альбитизированного; 6 — кварц-альбит-сподуменовая зона; 7 — зона крупнотаблитчатого альбита; 8 — та же зона с кварцем; 9 — та же зона со сподуменом; 10 — амфиболит

возрастает и уменьшается в пережимах и местах выклинивания. В наиболее мощных участках жил выделяется до 4—6 зон, но чаще всего хорошо проявлены три основные зоны: 1) периферическая — графические пегматиты с мелкозернистой маломощной внешней каймой; 2) средняя зона — блокового микроклина и альбита и 3) внутренняя зона — блокового кварца (кварцевое ядро). Часто выделяются также зоны мелкозернистого альбита, лепидолита, мелколистоватого мусковита и клевеландита. Размеры кристаллов полевых шпатов и сподумена закономерно увеличиваются по мере движения от периферии к центру жил. Наиболее характерный тип зональности приведен на рис. 88.

Микроклин-альбитовые пегматиты содержат сподумен, танталит и поллуцит. Сподумен наиболее равномерно распределен в жильной массе. Высокое содер-

жание его характерно для периферических зон; оно возрастает также при выклинивании центральных зон пегматита на глубину. Содержание сподумена обычно не превышает 5%. Наиболее перспективными являются жилы, лишенные мощных центральных зон, содержащие рассеянный сподумен, а также мощные дифференцированные жилы.

В рассматриваемых пегматитах имеет промышленную ценность и танталовое оруденение. Танталит в жилах распределен относительно равномерно. Он встречается в альбитовых, альбит-микроклиновых и лепидолитовых зонах. Но содержание танталита неодинаково не только в различных жилах, но и в разных участках одной жилы и меняется резко. Обычно высокие содержания танталита отмечаются в висячем боку пологих жил и в апикальных частях крутых пегматитовых тел. На содержание танталита влияет и присутствие других тантало-ниобатов: колумбита, стрюверита, симпсонита и обогащенных танталом слюд. Та рассеивается в этих минералах, количество танталита уменьшается при относительно высоких концентрациях тантала в рудах. Уменьшается и извлечение Та в концентрат. Чрезвычайно важно и отношение Та/Nb в рудах и минералах. Высококачественные танталитовые концентраты содержат минералы с соотношением Та/Nb=1:1 и выше (до 3:1).

Рассматриваемые пегматиты содержат также поллуцит, но распределен он чрезвычайно неравномерно. Поллуцит образует отдельные гнезда до 1 м в поперечнике в единичных жилах, обычно в участках, обогащенных лепидолитом. Поллуцит слагает почти мономинеральные массы, реже образует мелкие рассеянные выделения. Пегматиты содержат также вкрапленность берилла и касситерита, которые могут извлекаться попутно.

Пегматитовые руды — массивные, полосчатые, гнездовидно-прожилковые и вкрапленные; сподумен в них крупнокристаллический (кристаллы до 1 м в длину), шестовато-пластинчатый; поллуцит — крупнокристаллический, но танталит чаще мелкокристаллический (0,1—10 мм).

Сподумен содержит (в мас. %): Li_2O —6—8; Al_2O_3 —27; SiO_2 —63—65; в составе танталита Nb_2O_5 —2—30; Ta_2O_5 —50—70; FeO—5—8; MnO—8—15; в со-

стае поллуцита Cs_2O — 20—30; Al_2O_3 — 17—19; SiO_2 — 46—49; H_2O — 1—3.

Последовательность выделения минералов в пегматитах этого типа приведена на рис. 89.

Минерал	Стадии минералообразования		
	Магматическая	Пнедматолито-гидротермальная	
		1-я ассоциация	2-я ассоциация
Микроклин	—		
Биотит	—		
Гранат	—		
Кварц	—	—	—
Сподумен	—	—	
Мусковит		—	—
Трифиллин	—		
Альбит	—		—
Турмалин	—	—	—
Лепидолит			—
Берилл	—	—	
Колумбит-танталит		—	
Поллуцит			—
Касситерит		—	
Стрюверит		—	
Микролит		—	
Симпсонит	—		
Гольмквистит	—	—	
Флюорит			—
Висмутин			—
Молибденит			—

Рис. 89. Последовательность выделения минералов в микроклин-альбитовых пегматитах

Генезис пегматитов сложен. Большинство современных исследователей вслед за А. Е. Ферсманом считают пегматиты магматическими телами. По этим представлениям пегматитовый расплав, обогащенный летучими и редкими металлами, отщепляется от гранитного расплава и внедряется в окружающие породы или в апи-

кальные, уже застывшие части гранитного интрузива. Внедрившись, пегматитовый расплав кристаллизуется, выделяя наиболее тугоплавкие компоненты, образующие биотит, полевые шпаты, сподумен и кварц. Оставшийся после магматической стадии кристаллизации раствор, богатый летучими, кристаллизуется в течение длительного времени, постепенно изменяя состав и проходя последовательно высоко-, средне- и низкотемпературную стадии. Этот раствор реагирует с ранее образованными минералами, они метасоматически замещаются, одновременно образуются концентрации редкометалльных минералов.

§ 2. Месторождения в биотит-олигоклазовых пегматитах

Пегматиты этого типа относятся к десилицированным пегматитам линии скрещения, характеризующимся специфическим строением, составом и рудоносностью. С этими пегматитами связаны месторождения изумрудов, берилла, хризоберилла и фенакита. В целом они представляют собой важный и перспективный тип бериллиевых месторождений.

В качестве примера рассмотрено поле десилицированных пегматитов, приуроченное к внешнему контакту позднепалеозойского гранитного массива. Этот массив сопровождается широко развитой пегматитовой серией, располагающейся как внутри него, так и за его пределами. Большая часть пегматитов выходит за пределы массива, располагаясь во вмещающей толще сильно рассланцеванных и слабо метаморфизованных пород: серпентинитов, амфиболитов, тальк-хлоритовых и флогопит-актинолитовых сланцев.

Пегматиты, располагающиеся среди гранитов, сложены графическим кварц-микроклиновым агрегатом, переходящим к центру жил в блоковый и содержащим кварцевое ядро. Эти пегматиты не разрабатываются и содержат рассеянный берилл.

Десилицированные пегматиты (рис. 90) залегают только в рассланцеванных серпентинитах, актинолитовых и тальк-хлоритовых сланцах, образуя серии жильных тел мощностью от 0,5 до 6 м. Они группируются в сложные свиты ветвящихся жил мощностью до нескольких десятков метров и протяженностью на сотни

метров. Отдельные жилы зональны. В центре их располагается плагиоклазит, образующий мелкие вытянутые линзы, соединенные тонкими жилами. Иногда здесь же присутствуют линзы темно-серого кварца (мощностью до 20 см). По обе стороны от плагиоклазита располагаются симметричные последовательные зоны: биотит-флогопитовая, актинолитовая, хлоритовая и тальковая.

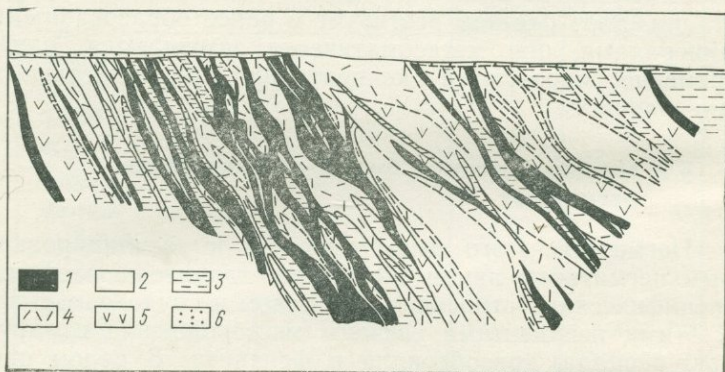


Рис. 90. Геологическое строение жильного месторождения в биотит-олигоклазовых пегматитах (разрез, по К. А. Власову и др., 1966):

1 — редкометалльный пегматит (плагиоклазит); 2 — хлоритовые породы; 3 — тальковые породы; 4 — актинолитовые породы; 5 — серпентинит; 6 — четвертичные отложения

Полный набор зон встречается редко, чаще присутствуют внутренняя биотит-флогопитовая и внешняя тальковая зоны, а промежуточные зоны выделить трудно. Мощность всей серии зон изменяется от 0,5 до 5 м, а отдельных зон — от 0,1 до 2,5 м. Зоны связаны постепенными переходами.

Плагиоклазит сложен олигоклаз-андезином № 18—40. Он образует крупнокристаллический агрегат, в котором содержатся также апатит, флюорит, турмалин, берилл. В окружающих биотит-флогопитовых зонах содержатся кварц, изумруд, берилл, апатит, фенацит, флюорит, турмалин, рутил. В актинолитовых и хлорит-тальковых породах содержатся карбонат, флюорит и минералы бериллия. Содержание минералов бериллия варьирует

и преимущественно они концентрируются в биотит-флогопитовых зонах.

Берилл — основной рудный минерал — образует гексагонально-призматические кристаллы длиной до 15 см желтого, голубоватого и зеленого цвета. Состав берилла (в мас. %): BeO — 10—14; Al_2O_3 — 17—18; SiO_2 — 61—66. Хризоберилл образует сложные тройники прорастания. Он желтого, зеленого или меняющегося красно-зеленого цвета (александрит). В его составе (в мас. %): BeO — 17—21 и Al_2O_3 — 74—79. Фенакит

Минерал	Стадии минералообразования		
	Магматическая	Пнеуматолито-гидротермальная	
		1-я ассоциация	2-я ассоциация
Микроклин	_____		
Олигоклаз	_____		
Биотит	_____		
Гранат	_____		
Кварц	_____		
Берилл	—	—	_____
Изумруд		_____	
Турмалин	_____	_____	_____
Альбит		_____	
Флогопит		_____	
Актинолит		_____	
Фенакит		_____	
Хризоберилл		_____	
Рутил		_____	
Хлорит			_____
Тальк			_____
Флюорит		_____	_____
Молибденит			_____
Висмутин			_____
Пирит			_____
Бавенит			_____
Томсонит			_____

Рис. 91. Последовательность выделения минералов в биотит-олигоклазовых пегматитах

бесцветен или розовато-желтоватый; он содержит (в мас. %): BeO — 43—46 и SiO_2 — 54—57. Кроме перечисленных минералов в рудах иногда содержится бавенит.

Последовательность кристаллизации минералов показана на рис. 91.

Условия формирования десилицированных пегматитов линии скрещения рассмотрены в работах К. А. Власова, А. Е. Ферсмана, П. П. Пятницкого. По мнению этих исследователей пегматитовый гранитный расплав, богатый летучими компонентами и бериллием, по системе трещин внедрился в ультраосновные породы. При этом из-за большой разницы в составе расплава и вмещающих пород между ними произошла серия обменных реакций. В результате образовалась свита четко зональных жильных тел пегматитов, окруженных мощными ореолами измененных пород. Большой объем летучих и водяных паров способствовал переработке пород, переносу и концентрации Be . После кристаллизации расплава из оставшихся растворов отложились сульфиды, бавенит, хлорит и карбонаты.

Список литературы

- Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М., «Наука», 1966.
Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Гранитные пегматиты. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.

Контрольные вопросы

1. Назовите характерные особенности геологического строения и состава редкометалльных пегматитов, их основные промышленные типы.
2. Каковы основные особенности геологии, состава руд и последовательность минералообразования в редкометалльных микроклин-альбитовых пегматитах?
3. Каковы основные особенности геологии, состава руд и последовательность минералообразования в редкометалльных биотит-олигоклазовых пегматитах?
4. Охарактеризуйте генетические особенности месторождений редкометалльных гранитных пегматитов и их поисковые критерии.

ГЛАВА 15. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ АПОГРАНИТОВЫЕ И АЛЬБИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эта обширная группа редкометальных месторождений связана с гранитными, щелочно-гранитными и нефелин-сиенитовыми интрузивами. Из них наиболее важны три типа: редкометальные апограниты, альбититы и биотит-кальцитовые метасоматиты, имеющие в настоящее время большое практическое значение.

§ 1. Редкометальные апограниты

Группа месторождений, объединенных под общим названием «апограниты», выделена в последние 15 лет. К этой группе отнесены месторождения, приуроченные к массивам гранитов, интенсивно измененных метасоматическими процессами. По составу и строению группа апогранитов близка к грейzenам. Как и грейзены, апограниты содержат литиевые слюды, турмалин, касситерит, иногда топаз и в них широко развит кварцево-жильный комплекс. Но в отличие от типичных грейзенов в апогранитах широко распространен амазонит, интенсивно развита альбитизация и резко выражена редкометальная специализация с преимущественной концентрацией Ta, Nb, Be, Li, Zr, в меньшей степени Cs, Rb, Th и Hf, а также Sn.

Месторождения в апогранитах являются источником в основном Ta и Nb, но попутно из них могут получаться Li, Cs, Rb, Be, Sn. Месторождения различаются по составу руд. Среди них выделяются две основные группы: 1) содержащие минералы Nb, Ta, Zr, Th и 2) с минералами Ta, Li, Sn, Be.

В качестве примера рассмотрен массив редкометальных гранитов, представляющий собой округлый вертикальный шток (рис. 92). Эрозией в современном срезе вскрыта апикальная часть массива, которая имеет форму купола. Окружающие массив сланцы полого наклонены в стороны от него.

Редкометальные граниты массива резко отличаются от нормальных биотит-мусковитовых микроклиновых гранитов, широко развитых в районе, и сложены амазонитом, альбитом, кварцем и литиевыми слюдами ряда криофиллит-циннвальдит. Реже встречается лепидолит. В массиве выделены две основные зоны: 1) внутренняя

зона неравномерно-зернистых порфиробластовых гранитов и 2) апикальная зона мелкозернистых гранитов. Породы внутренней зоны слагают основную часть массива и прослежены на значительную глубину. Мелкозернистые граниты внешней зоны слагают апикальную часть массива, образуя в ней шлиры, гнезда

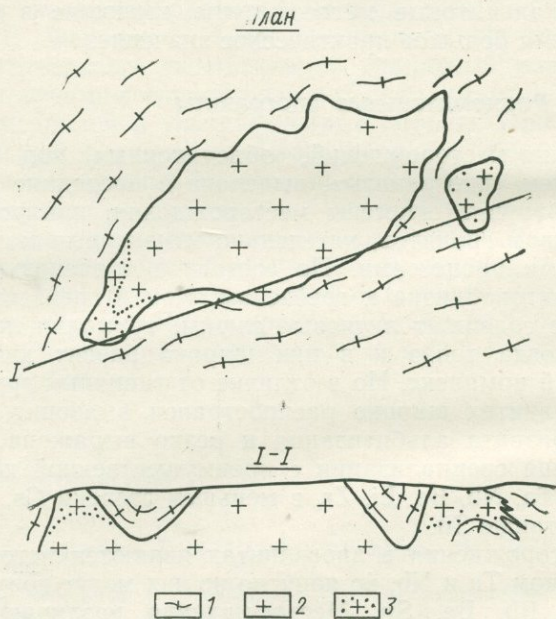


Рис. 92. Геологическое строение массива редкометальных апогранитов (по А. А. Беусу и др., 1962): 1 — сланцы; 2 — граниты; 3 — мусковит-альбитовые и литионит-амазонит-альбитовые граниты

и жилы и развиваясь метасоматическим путем по порфиробластовым гранитам. В массиве встречены многочисленные жилы альбититов, амазонитовых пород и кварцевые жилы с примесью топаза, амазонита и других минералов.

Минеральный состав пород массива непостоянен: 34—45% альбита; 0—10% биотита; 20—40% амазонита; 17—34% кварца; значительную примесь составляют литиевые слюды, местами — с топазом. В породе распреде-

лена неравномерно вкрапленность колумбит-танталита, пироклор-микролита, касситерита, циркона, торита, монацита и сульфидов. В более глубоких частях массива преобладает биотит. По мере движения к его периферии появляются мусковит или циннвальдит, затем криофиллит и лепидолит. Содержание Та в слюдах возрастает к периферии. Точно так же изменяется и характер

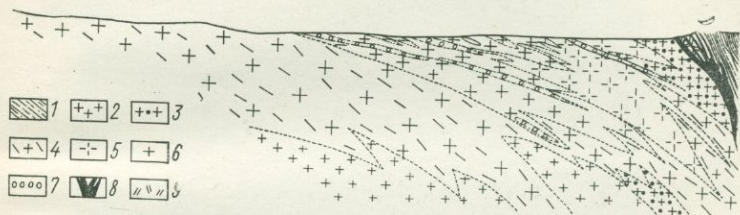


Рис. 93. Геологический разрез массива редкометалльных апогранитов (по А. А. Беусу и др., 1962):

1 — песчано-сланцевые породы; 2 — порфиробластовые литионит-альбитовые граниты; 3 — литионит-амазонит-альбитовые граниты внешней зоны; 4 — литионит-амазонит-альбитовые граниты такситовой структуры; 5 — мелкозернистые литионит-амазонит-альбитовые граниты; 6 — мелкозернистые, окварцованные литионит-амазонит-альбитовые граниты; 7 — мелко- и тонкозернистые амазонит-альбит-кварцевые породы зон окварцевания; 8 — амазонит-кварцевые жилы; 9 — эндоконтактные кварц-топаз-криофиллитовые грейзены

распределения тантало-ниобиевой минерализации. В глубинных зонах массива содержится колумбит. По мере движения к периферии он сменяется танталит-колумбитом и затем микролитом.

Структура месторождения относительно простая. Вкрапленность тантало-ниобатов развита преимущественно в измененных гранитах, обогащенных амазонитом и слюдами. Максимальные концентрации Та приурочены к краевой зоне. Эта зона имеет невыдержанный состав. В ней чередуются граниты различного строения: такситовые, порфиробластовые, мелкозернистые, окварцованные или пронизанные амазонит-кварцевыми жилами (рис. 93). Грубополосчатое строение рудоносных пород обусловлено широким развитием зон различного состава и структуры. Полосчатость ориентирована параллельно внешним контактам массива, его кровле и полого падает в сторону контактов.

Вмещающие сланцы в отдельных участках вокруг массива грейзенизированы и превращены в топаз-кварц-слюдяные породы, мелкозернистые и местами полосча-

тые, с вкрапленностью берилла, стрюверита, иногда касситерита и циннвальдита. Берилл преимущественно концентрируется во внешней зоне грейзенов. Характерная текстура руд показана на рис. 94.

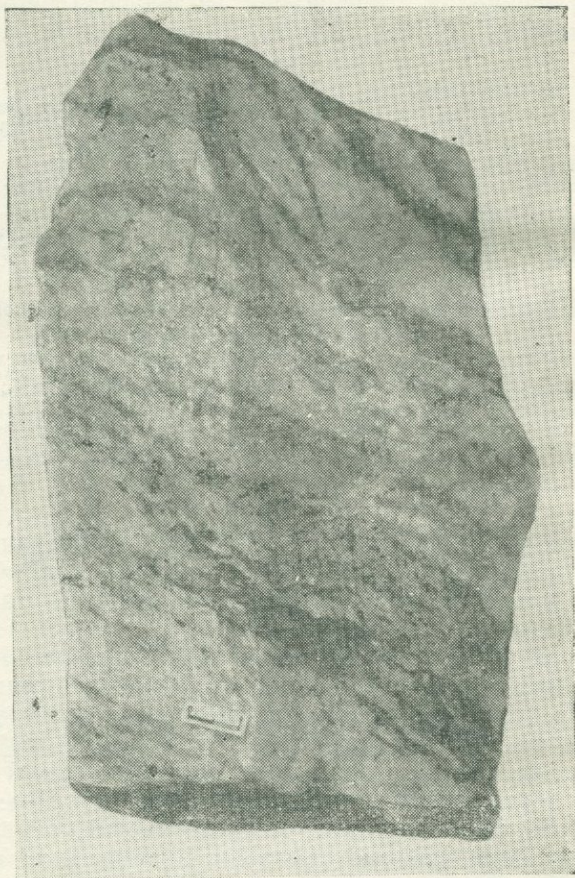


Рис. 94. Такситовый редкометалльный апогранит (темное — биотит, магнетит и колумбит; фото штуфа)

Основной рудный минерал — колумбит-танталит образует мелкие (0,01—0,5 мм) удлинённо-пластинчатые кристаллы. Он содержит (в мас. %): Nb_2O_5 — 40—48;

Ta_2O_5 — 30—35; FeO — 5—10 и MnO — 8—13. Микролит образует мелкие октаэдрические желто-коричневые кристаллы. Его состав (в мас. %): Nb_2O_5 — 15—25; Ta_2O_5 — 49—65; U_3O_8 — 1—5; ThO_2 — 0,1—1,5; CaO — 10—15; Na_2O — 2—7; H_2O — 1—3. Содержание колумбит-танталита в породе — 200—300 г/т; содержание микролита в отдельных участках достигает 300—500 г/т. Наиболее обогащен Ta микролит из приконтактовой зоны массива.

Промышленная ценность месторождения определяется прежде всего высоким содержанием тантала в руде и высоким отношением Ta/Nb (от 0,5:1 до 2:1). Месторождение относится к собственно танталовым, но из его руд попутно могут извлекаться также Nb, Li,

Минерал	Стадии минералообразования	
	Магматическая	Постмагматическая
Амазонит	—	—
Альбит	—	—
Кварц	—	—
Биотит	—	—
Цинндальдит		—
Лепидолит		—
Топаз		—
Берилл		—
Колумбит-танталит	—	—
Микролит		—
Стрюверит		—
Циркон		—
Торит		—
Молибденит		—
Висмутин		—
Пирит		—
Флюорит		—
Галенит		—

Рис. 95. Последовательность выделения минералов в редко-металльных апогранитах

Be, Cs. Высокие содержания Cs, Rb и Li характерны для литиевых слюд, из которых эти элементы также могут извлекаться. Последовательность выделения минералов в апогранитах приведена на рис. 95.

Соображения о генезисе редкометалльных апогранитов высказаны А. А. Беусом, К. А. Власовым, А. И. Гинзбургом и другими исследователями. Интенсивное развитие в апогранитах метасоматических процессов, сходных с процессами формирования грейзенов и альбититов, свидетельствует о постмагматическом характере процессов изменения гранитов и рудоотложения при значительной концентрации летучих компонентов, особенно в апикальной части массива, экранированной сланцами, и в периферических зонах его. Возможно, что обогащение редкими элементами произошло еще на магматической стадии и отдельные рудные минералы образовались в ходе кристаллизации интрузивной породы. В ходе последующего метасоматоза отложилась основная масса рудных минералов, а минералы, выделившиеся ранее, были перераспределены.

§ 2. Редкометалльные альбититы и биотит-кальцитовые метасоматиты

Во всех массивах миаскитовых нефелиновых сиенитов широко развиты альбититы и зоны альбитизации. В них содержится характерная минеральная ассоциация: циркон, пироксид, альбит. В некоторых массивах крупные тела таких альбититов имеют промышленное значение. В этих же массивах встречены мощные метасоматические жилы и зоны биотит-кальцитовых и кальцитовых пород, содержащих щелочные амфиболы, апатит, пироксид и сульфиды. Эти образования при крупных масштабах также разрабатываются и служат источником чисто ниобиевого пироксидора (иногда обогащенного ураном — уранпироксидор).

В качестве примера рассмотрен массив, в котором известны и альбититы и кальцитовые метасоматиты. Этот массив располагается в ядре крупного антиклинория, сложенного мощной толщей гнейсов с подчиненными прослоями, амфиболитов, мраморов и кварцитов докембрийского возраста. Массив сформирован в позднем палеозое. Он имеет форму вытянутого в меридиональном направлении линзовидного тела, круто погру-

жающегося на флангах. Боковые контакты массива падают к его центру (рис. 96).

Массив сложен гнейсовидными нефелиновыми биотитовыми или гастингситовыми сиенитами. Гнейсовидность конформна контактам массива и повторяет их очертания.

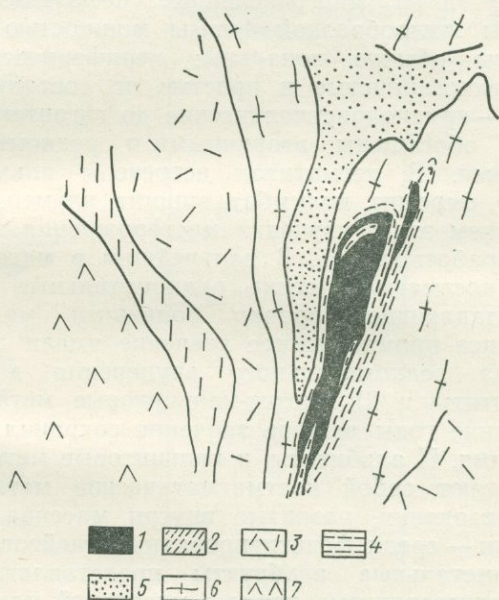


Рис. 96. Геологическое строение альбититового месторождения в нефелиновых сиенитах (план, по Б. М. Роненсону, 1966):

1 — нефелиновые сиениты; 2 — редкометальные альбититы, фениты и фенитизированные породы; 3 — осадочно-вулканогенные породы; 4 — сланцы, кварциты, гравелиты; 5 — микрокварциты с прослоями мраморов, амфиболитов, гравелитов; 6 — сланцы, гнейсы и мигматиты; 7 — амфиболиты

В краевых приконтактных зонах основного тела массива располагаются мощные дайкообразные тела сиенитов. Вокруг нефелиновых сиенитов вмещающие метаморфические породы интенсивно фенитизированы и превращены в сиениты, лишь местами сохраняющие реликтовую гнейсоватость. Мощность ореола фенитизации колеблется от 200 м до 1,5 км и максимальна в участках повышенной трещиноватости.

Нефелиновые сиениты сложены микроклином (30—65%), нефелином (10—20%), альбитом (10—30%), биотитом (5—30%), гастингситом (0—25%) с примесью магнетита, сфена, апатита, кальцита, флюорита и канкринита, а также акцессорных минералов: циркона, ильменита, пирохлора. Среди нефелиновых сиенитов и фенитов развиты многочисленные нефелин-сиенитовые пегматиты жилообразной формы мощностью 1—15 м. Пегматиты обычно зональны; периферические зоны в них мелкозернистые и простые по составу, а центральные — крупнокристаллические до гигантокристаллических и обогащены вторичными и редкометалльными минералами. В пегматитах встречены ильменорутил, пирохлор, ферсмит, колумбит, эшинит, ильменит, циркон и на раннем этапе изучения месторождения эти пегматиты разрабатывались. В дальнейшем в массиве обнаружены постмагматические редкометалльные образования, обладающие гораздо большими масштабами. Наибольшее промышленное значение имели два основных типа редкометалльного оруденения в массиве: 1) альбититы и 2) биотит-кальцитовые метасоматиты. В последние годы важное значение сохранил лишь последний тип. И альбититы, и кальцитовые метасоматиты представляют собой постмагматические метасоматические образования, развитые внутри массива и за его пределами — среди фенитизированных гнейсов.

Редкометалльные альбититы представляют собой белые мелкозернистые породы массивной или полосчатой структуры. Они развиты преимущественно в приконтактной зоне нефелиновых сиенитов и образуют мощные жилообразные тела протяженностью в сотни метров, ориентированные параллельно контактам массива. В совокупности альбититы образуют единую зону общей протяженностью в несколько километров.

Тела альбититов обычно мономинеральны и количество альбита составляет в них 80—99%. Оруденение в альбититах распределено неравномерно. Содержание циркона и пирохлора в целом возрастает в них от периферии к центру, но часто наряду с зонами обогащения пирохлором и цирконом встречаются и безрудные участки. Оба минерала образуют вкрапленность мелких (0,1—10 мм) кристаллов.

Руды альбититового типа массивные или полосчатые, мелкозернистые. Особенностью их является низкое

содержание тантала с обычным отношением $Ta:Nb < 1:50$ (до $1:200$ и менее). Последовательность выделения минералов в рудах приведена на рис. 97.

Минерал	Стадии минералообразования	
	Пневматолито-гидротермальная	Гидротермальная
Микроклин	—	
Канкринит	—	•
Арфведсонит	—	
Альбит	—	—
Биотит	—	
Эгирин-авгит	—	
Магнетит	—	
Сфен	—	
Циркон	—	
Пирохлор	—	
Моноцит		—
Ортит	—	—
Апатит	—	
Ильменит	—	
Молибденит		—
Пирит		—
Анкерит		—
Хлорит		—
Рутил		—

Рис. 97. Последовательность выделения минералов в редкометалльных альбититах

Основной рудный минерал — пирохлор — образует хорошо ограненные октаэдрические кристаллы размером $0,5-5$ мм. Он содержит (в мас. %): Nb_2O_5 — $60-68$; Ta_2O_5 — $0,5-2$; TiO_2 — $3-6$; ThO_2 — $1-5$; TR_2O_3 — $0,5-3$; CaO — $14-18$; Na_2O — $6-8$. Циркон образует хорошо ограненные тетрагонально-дипирамидальные кристаллы коричневого цвета размером $0,5-10$ мм. Он содержит лишь небольшую примесь Hf , TR , U , Th . В пирохлоре преобладают цериевые редкие земли,

а в цирконе — иттровые. Альбититовые руды являются источником чисто ниобиевого пирохлора, который может получаться в небольших количествах. Промышленное

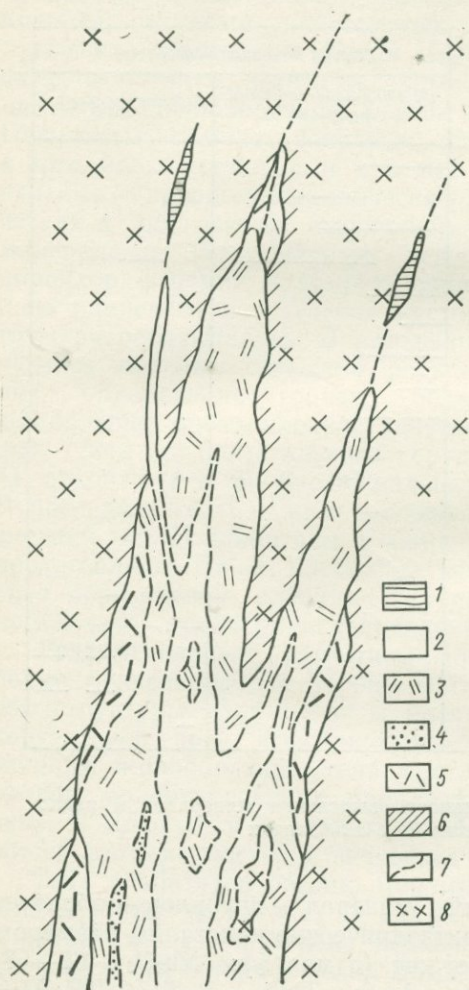


Рис. 98. Геологическое строение редкометалльного месторождения в биотит-кальцитовых метасоматитах (план, по К. А. Власову, 1960):
 1 — кварц-кальцит-флюоритовые прожилки; 2 — биотит-кальцитовые породы; 3 — слюдиты; 4 — альбититы; 5 — альбит-микроклиновые породы; 6 — слабо измененные породы; 7 — трещины и зоны трещиноватости; 8 — нефелиновые сиениты

значение альбититового типа месторождений в настоящее время невелико.

Редкометалльные биотит-кальцитовые метасоматиты образуют самостоятельные, пространственно обособлен-

ные месторождения. Они располагаются в приконтактовой зоне того же массива миаскитовых нефелиновых сиенитов. Тела метасоматитов жилообразной формы прослежены на сотни метров при значительной мощности и приурочены к зонам брекчирования, пересекающим нефелиновые сиениты, фениты и щелочные пегматиты. Ореолы изменения пород вокруг метасоматитов достигают ширины в несколько десятков метров. Над апикальными частями крутых жил, вокруг них или в местах их выклинивания развита биотитизация, вплоть до образования мощных мономинеральных биотитовых зон (рис. 98).

Центральные части метасоматических тел сложены среднезернистым агрегатом белого кальцита (70—90%) с неравномерно распределенной примесью биотита (5—20%) и небольшим количеством апатита, канкринита, ильменита, альбита, микроклина, гастингсита, пирохлора и сульфидов. Строение породы неравномерное, в ней часто встречаются скопления биотита, апатита, пирохлора, реликтов полевошпатовых пород. Последовательность образования минералов в этих породах приведена на рис. 99.

Биотит-кальцитовая порода массивная, реже полосчатая, пирохлор в ней распределен неравномерно и образует крупные (3—10 мм) идиоморфные октаэдрические кристаллы красного цвета (рис. 100, б). Пирохлор метамиктен и состав его почти чисто ниобиевый, с соотношением Ta/Nb от 1:35 до 1:70. Состав пирохлора (в вес. %): Nb₂O₅—61—68; Ta₂O₅—1—2; TiO₂—3—6; ThO₂—1—4; U₃O₈—0,02—0,8; TR₂O₃—0,5—2; CaO—16—18; Na₂O—6—8. В пирохлоре цериевые редкие земли преобладают над иттриевыми и торий—над ураном.

Биотит-кальцитовые метасоматиты являются важным источником чистого ниобия, так как содержание Ta в пирохлоре из этого типа руд весьма низкое. Значительные запасы руд месторождения, относительная легкость их переработки и высокое извлечение крупнокристаллического пирохлора позволяют рассматривать этот тип месторождений как перспективный, хотя по запасам он значительно уступает другим типам месторождений ниобия.

По генезису альбитовые и биотит-кальцитовые метасоматиты близки. Они сходны и в характере геохимии-

Минерал	Стадии минералообразования	
	Пневматолито-гидротермальная	Гидротермальная
Микроклин	—	
Биотит	—	—
Гастингсит	—	
Канкринит	—	
Арфведсонит	—	
Магнетит	—	
Кальцит		—
Сфен	—	
Ильменорутил	—	
Циркон	—	
Пирохлор	—	
Ильменит	—	
Чевкинит	—	
Апатит	—	
Молибденит		—
Пирит		—
Халькопирит		—
Колумбит		—
Анкерит		—
Хлорит		—
Рутил		—
Шабазит		—
Анатаз		—
Бастнезит		—
Десмин	—	—

Рис. 99. Последовательность выделения минералов в биотит-кальцитовых метасоматитах

ческой специализации, являясь чисто ниобиевыми рудами. Альбититы и биотит-кальцитовые метасоматиты являются постмагматическими образованиями и приурочены к зонам постинтрузивных тектонических разрывов и смещений, развившихся в приконтактных зонах щелочного интрузива. Альбититы предшествуют биотит-кальцитовым жилам и, вероятно, образуются из более

высокотемпературных растворов. Альбититы развиваются по вмещающим породам при воздействии на них поднимающихся глубинных щелочных растворов. При этом привносятся щелочи Р, F, Nb, Zr, TR.

Биотит-кальцитовые метасоматиты также образуются при интенсивном замещении вмещающих пород вдоль

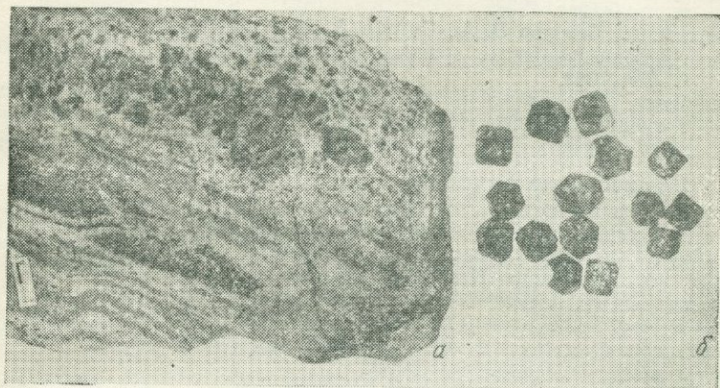


Рис. 100. Характерная текстура редкометалльных биотит-кальцитовых пород (а — фото штуфа) и формы кристаллов пирохлора из биотит-кальцитовой породы (б)

зон брекчирования, по которым поднимаются щелочно-карбонатные растворы, привносящие и перераспределяющие Са, Fe, Nb, Р, TR. Возможна экстракция их из вмещающих пород, через которые проходили растворы.

В озерно-аллювиальных отложениях, поблизости от щелочных массивов известны россыпи пирохлора и циркона. Полезные минералы россыпей концентрируются в виде отдельных невыдержанных линз в песчано-галечных отложениях; они неравномерно распределены по площади. Кроме пирохлора и циркона в россыпях содержатся магнетит, ильменит, сфен, апатит и измененные щелочные амфиболы и пироксены.

Наибольшее значение имеет в россыпях циркон. Гораздо более хрупкий и менее твердый пирохлор при перемыве рыхлых отложений и транспортировке потоками быстро измельчается и исчезает. Циркон, механически более устойчивый, концентрируется в россыпях

и переносится на расстояние до 5 км от коренного источника. Концентрация циркона в россыпях достигает промышленных значений.

Список литературы

- Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А. и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М., «Наука», 1966.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте геологическое положение и основные особенности редкометалльных метасоматических и автометасоматических месторождений. Назовите основные типы месторождений и группы редких элементов, которые они содержат.

2. Что такое редкометалльные апограниты? Назовите основные особенности месторождений в апогранитах, состав руд и последовательность минералообразования.

3. Опишите редкометалльные месторождения, связанные с миацитовыми нефелиновыми сиенитами, состав руд и последовательность минералообразования в них.

4. Каковы генетические особенности редкометалльных альбититов и биотит-кальцитовых метасоматитов? Сформулируйте их поисковые критерии.

ГЛАВА 16. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ

Из группы гидротермальных собственно редкометалльных месторождений наибольшее значение имеют месторождения бериллия. По генетическим особенностям и минеральному составу среди них выделяются следующие основные типы: 1) мусковит-флюорит-берилловые; 2) флюорит-фенакит-берtrandитовые; 3) лейкофан-берtrandитовые; 4) фенакит-эвклаз-берtrandитовые.

Все эти месторождения генетически связаны с гранитоидами и располагаются поблизости от них, среди вмещающих пород. Подавляющее большинство их обнаружено в течение последних 10—15 лет и еще находится в стадии изучения и разведки.

Наиболее значительны мусковит-флюорит-берилловые и флюорит-фенакит-берtrandитовые месторождения.

В качестве примера здесь рассмотрено месторождение мусковит-флюорит-бериллового типа.

Это месторождение расположено в герцинском складчатом поясе, сложенном осадочно-метаморфическими и эффузивными породами, прорванными крупными интрузиями гранитов. Месторождение расположено в экзо-контакте гранитного массива, среди моноклиальной полого залегающей толщи сланцев, песчаников и карбонатных пород. В этой толще развиты две системы пологих межпластовых разрывов и смещений мощностью от 20 до 200 м. Породы около них брекчированы. В этих тектонических зонах и локализуются рудные тела, представляющие собой межпластовые согласные залежи (рис. 101).

Общая мощность рудоносной зоны достигает десятков метров, протяженность — свыше 1 км. Максимальному оруденению подверглись раздробленные и измененные породы, среди которых сохранились отдельные крупные линзы и блоки слабо нарушенных и мало измененных пород. Зоны максимального оруденения контролируются системой оперяющих трещин разрыва, в них и располагаются наиболее богатые и мощные рудные залежи.

Морфология рудных тел сложна и разнообразна. В целом они образуют сложный пологий штокверк, ограниченный межпластовыми разрывами. Внутри штокверка породы, подвергшиеся оруденению, интенсивно изменены, содержат тонкие линзы, прожилки и системы жил рудного материала.

Наиболее широко развиты прожилковые руды, менее — массивные, сплошные и вкрапленные руды, образовавшиеся при метасоматическом замещении известняков и сланцев. Прожилковые руды преобладают в висячем боку рудной зоны (в известняках), а в лежащем боку развита рудная вкрапленность (в углистых сланцах). В центре залежи располагаются тела массивных сплошных руд.

Руды месторождения содержат кварц, мусковит, флюорит, альбит, апатит, берилл, фенакит и сульфиды. Текстуры руд узловато-полосчатые или полосчатые с чередованием преимущественно мусковитовых и флюоритовых полос или полос, резко различающихся по крупности зерен слагающих их минералов. Отдельные

полосы обогащены бериллом или сложены его зернистым почти мономинеральным агрегатом.

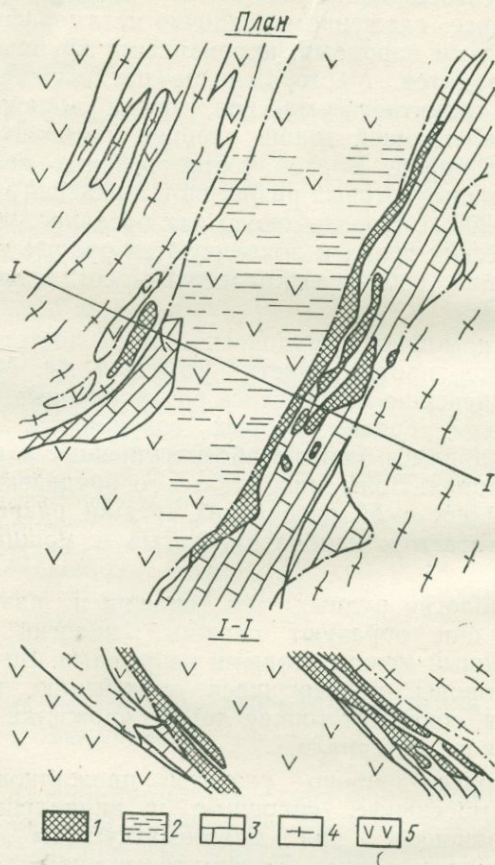


Рис. 101. Геологическое строение мусковит-флюорит-бериллового месторождения (по Н. П. Заболотной и др., 1967):
 1 — мусковит-флюорит-берилловые рудные тела; 2 — кварц-вольфрамитовые жилы; 3 — известняки; 4 — сланцы и песчаники; 5 — сланцы и амфиболиты палеозойского возраста

Мусковитовые руды более бедны бериллом и слагают краевые зоны богатых мусковит-флюоритовых участков, приуроченных к сланцам.

Руды подверглись пострудному дроблению, местами брекчированы или превращены в тонкозернистый кластический агрегат того же состава, что и первичные руды. Обломки руд в брекчированных участках сцементированы тем же материалом, но местами в таких участках присутствуют галлуазит, каолинит и монтмориллонит. Вероятно, эти минералы развились в линейных зонах древней коры выветривания. Выветрелые блоки руды и окружающих пород, пронизанных прожилками лимонита, встречены во многих местах на поверхности. Однако, возможно, образование части глинистых минералов происходило и на завершающей стадии низкотемпературного гидротермального процесса.

Содержание Be в основной рудной залежи 0,022—0,50%; в среднем — 0,13%. Постоянным компонентом, попутно извлекаемым из руд, является флюорит, содержание которого в среднем составляет 6%.

Основной редкометалльный минерал — берилл — образует мелкие (0,05—10 мм) гексагонально-призматиче-

Минерал	Стадии минералообразования		
	Пневматолито- гидротермальная	Гидротермальная	
		1-я ассоциация	2-я ассоциация
Альбит	—	—	
Мусковит	-----		
Флюорит	— — — — —		—
Фенакит	—		
Шеелит	—	—	
Берилл	— — — — —		
Апатит	—		—
Кварц		— — — — —	
Вольфрамит		—	
Пирит		— — — — —	
Галенит			— — — — —
Сфалерит			— — — — —
Халькопирит			— — — — —
Хлорит		— — — — —	
Кальцит			— — — — —

Рис. 102. Последовательность выделения минералов на мусковит-флюорит-берилловом месторождении (по Н. П. Заболотной и др., 1967)

ские кристаллы или ксеноморфные зерна, располагающиеся в промежутках между кристаллами породообразующих минералов. В крупных жилах кристаллы берилла достигают 10 см в длину. Последовательность выделения минералов в рудах показана на рис. 102.

В зоне выветривания на месторождении развиты водные фосфаты и арсенаты бериллия, образующиеся при разложении берилла и переотложении бериллия.

Рассмотренное месторождение по характеру минеральных ассоциаций и околожильных изменений относится к грейzenам. Для таких месторождений характерны приуроченность к апикальным частям или кровле массивов аляскитовых гранитов с интенсивной мусковитизацией, флюоритизацией или окварцеванием и развитием кварцевожильного комплекса с бериллом, вольфрамитом, а также рассеянная вкрапленность берилла в окружающих измененных породах. В грейzenах и окружающих их породах постоянно присутствуют также литиевые слюды.

Формирование таких месторождений происходит при развитии пневматолито-гидротермальных и затем гидротермальных процессов в материнских гранитах и окружающих их породах. Бериллиевое оруденение развивается преимущественно на начальных стадиях процесса, при значительном привносе бериллия гидротермальными растворами.

Список литературы

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Шпанов Е. П. и др. Берtrandит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья. Вып. 27. М., Госгеолтехиздат, 1965.
- Заболотная Н. П., Куприянова И. И., Новиков М. И. и др. Слюдисто-флюорит-берилловые месторождения — важный тип бериллиевого сырья. Вып. 33. М., «Недра», 1967.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные типы гидротермальных бериллиевых месторождений. Каково их геологическое положение и промышленное значение?
2. Охарактеризуйте особенности геологии мусковит-флюорит-бериллового месторождения, состав руд, их текстуры и структуры, последовательность минералообразования.
3. Каковы генетические особенности гидротермального мусковит-флюорит-бериллового месторождения и их поисковые критерии?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стремительный рост поисков и разведки урановых руд, развернувшийся во всем мире 25 лет назад, привел к открытию крупных промышленных месторождений урана в таких геологических формациях, которые ранее представлялись безрудными. Так, кроме известных к тому времени ураноносных пегматитов, карнотитовых месторождений плато Колорадо и гидротермальных месторождений так называемой пятиэлементной формации в Рудных Горах, Северной Канаде и Южной Африке за эти годы были обнаружены и разведаны многочисленные крупные эндогенные месторождения урана многих рудных формаций, расположенные на древних платформах, в фанерозойских складчатых поясах и областях тектоно-магматической активизации. Установлена важная роль гидротермальных месторождений, связанных с континентальными вулкано-интрузивными комплексами пород, а также экзогенных инфильтрационных месторождений в осадочном «чехле» молодых платформ. Вовлечены в эксплуатацию золото-урановые древние конгломераты и урано-битумные месторождения. К настоящему времени в СССР и в других странах выявлены урановые месторождения всех генетических классов и различного возраста — от докембрийских до современных. Практикой доказано, что промышленные концентрации урана могут возникать в разнообразных геологических обстановках. Общеизвестным стало заключение об исключительной полигенности урановых руд.

Вместе с тем в последние годы все большее число исследователей подчеркивает возможность выделения нескольких основных металлогенических эпох массового формирования урановых месторождений. При этом отмечается закономерная эволюция процессов уранового рудообразования в истории развития земной коры. Так,

для территории СССР выделяется пять таких эпох: 1) раннепротерозойская (1800—1600 млн. лет), 2) раннепалеозойская (360—380 млн. лет), 3) позднепалеозойская (270—250 млн. лет), 4) позднемезозойская (150—130 млн. лет) и 5) кайнозойская (от 20 млн. лет до современного периода). Для каждой из этих эпох характерен определенный «набор» урановых месторождений, которые можно объединять в единые генетические серии.

В раннепротерозойскую эпоху образовались гидротермальные урановые месторождения, связанные с полями интенсивного щелочного метасоматоза, локализованными в зонах крупнейших глубинных разломов фундамента. Эти месторождения не имеют видимой связи с магматизмом, они тяготеют к ультраметаморфическим породам фундамента. Источником рудообразующих веществ в этом случае вероятнее всего являются преобразованные породы глубинных зон земной коры.

Для палеозойских и позднемезозойских металлогенических эпох характерны гидротермальные урановые месторождения в березитах и аргиллизированных породах. Эти месторождения располагаются в приповерхностных тектонических швах и зонах трещиноватости, над глубинными разломами фундамента. Они обнаруживают тесные пространственные и временные связи с континентальными андезит-диоритовыми и липарит-гранитными орогенными комплексами пород. Важное место среди этих месторождений занимают браншеритовые месторождения, связанные с щелочными магматическими породами, образованными в результате мезозойской тектоно-магматической активизации древних платформ. Наиболее вероятным источником урана этих месторождений являются гранитоидные магматические расплавы.

В отличие от других металлогенических эпох в кайнозойе сформировались в основном экзогенные инфильтрационные месторождения урана, залегающие в слабодислоцированном осадочном чехле молодых платформ, межгорных и предгорных областей. Большая их часть образована в результате отложения урана из поверхностных вод на границе зон пластового окисления в терригенных и угленосных осадках (гидрогенные месторождения). Некоторые из них возникли в седиментационно-диагенетическую стадию. Источником урана

этих месторождений, по-видимому, являются породы окружающих впадины поднятий.

Определенная эволюция процессов уранового рудообразования установлена также во многих ураноносных рудных провинциях. Их урановая металлогеническая специализация проявляется в неоднократных «вспышках» промышленного рудообразования. При этом возникают месторождения разных генетических типов. Для складчатых областей нередко оказывается характерным закономерный ряд месторождений, в котором ведущее место принадлежит полигенным месторождениям в черных сланцах (связанным с геосинклинальными формациями), гидротермальным сульфидно-настурановым (образованным в орогенный период их развития) и собственно урановым гидрогенным инфильтрационным месторождениям (расположенным в платформенном чехле). Установлены также закономерные ряды урановых месторождений на древних платформах и в областях тектоно-магматической активизации.

За последние годы существенно расширились представления о рудоконтролирующих структурах урановых месторождений. Кроме традиционных трещинных и складчатых структур, вмещающих руды, установлена важная роль древних вулканических аппаратов и стратиграфических ловушек в проницаемых горизонтах осадочных пород, что положительно повлияло на эффективность поисков и разведки новых месторождений урана.

Значительный прогресс достигнут в изучении физико-химических условий уранового рудообразования. Выполненные исследования убедительно показали возможность переноса урана в различной форме. Установлены неодинаковый механизм рудоотложения и важная роль обменных реакций раствор — порода. При изучении многих месторождений выявлена благоприятная роль различных восстановителей.

Несомненно, что дальнейшее изучение известных и новых месторождений урана и редких элементов приведет к совершенствованию современных представлений об условиях их формирования. Для того чтобы этот процесс быстро развивался, нужно хорошо знать исходный материал по геологии месторождений и различные взгляды на их генезис. Одновременно не нужно быть в плену устоявшихся представлений. Пока еще сохра-

няет свое значение замечание академика С. С. Смирнова: «При современном состоянии наших знаний геолог, занимающийся изучением рудных месторождений, должен держать свой ум свободным в отношении существующих теорий рудообразования: теории эти слишком еще не совершенны. Ключи к проблеме еще не найдены. И когда мы найдем их, старая наша земля откроет перед нами свои богатства. То, что мы обнаружили до сих пор, это лишь малая доля того, что мы можем еще открыть»¹.

¹ Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 234—246.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

I. ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУД

- Альбититовые месторождения редкометалльные 262
урановые 24
Апатит-малаконовые руды 45
Апатит-урановые месторождения 110
Апограниты редкометалльные 257
Биотит-олигоклазовые редкометалльные пегматиты 253
Браннеритовые месторождения 118
Бериллиевые гидротермальные месторождения 270
Бериллий-урановые месторождения в лигнитах и бурых углях 159
Битумы урансодержащие 178
Ванадий-урановые месторождения в органогенных известняках 198
Гидротермальные урановые месторождения древних платформ 24
складчатых областей 52
Железо-карбонатные урановые руды 46, 49
Железо-урановые месторождения 37
Инфильтрационные месторождения урана 161
Карбонатитовые месторождения 242
Лопаритовые месторождения 236
руды 239
Магматические месторождения редких элементов в агапитовых нефелиновых сиенитах 232
Месторождения редких металлов 224
Метаморфизованные месторождения урана 166
Метаморфические урановые месторождения в углисто-кремнистых сланцах 217
Метаморфизованные золото-урановые конгломераты 205
Метаморфогенные месторождения 205
Микроклин-альбитовые редкометалльные пегматиты 249
Месторождения урана в поясах даек средних пород 53
— — в полях развития гипабиссальных интрузий средних пород 63
— — в некках и куполовидных палеовулканах кислых пород 73
— — в субвулканических интрузивах кислых-субщелочных пород 89
Молибден-урановые месторождения 52
Мышьяково-урановые месторождения 137
Настуран-коффинитовый тип руд 47
Ненадкевитовый тип руд 45
Пегматитовые месторождения 248
Полигенные месторождения 193
Редкометалльные апограниты 257
— альбититы и биотит-кальцитовые метасоматиты 253
Редкоземельные фосфат-урановые месторождения в глинах с костным детритусом рыб 152
Свинцово-урановые месторождения 100

- Селен-урановые месторождения 162
 Сингенетические месторождения урана 151
 Систематика месторождений 21
 Уранинитовый тип руд 45
 Урановые месторождения в угленосных терригенных отложениях 193
 Урано-битумные месторождения 175
 Урано-угольные месторождения 187
 Флюорит-урановые месторождения 128
 Эвдиалитовые месторождения 240
 Экзогенные месторождения урана 150
 Эндогенные месторождения урана 24
 Эпигенетические инфильтрационные месторождения урана 161

II. НАЗВАНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Амброзия-Лейк 175, 177
 Араша 226, 227
 Бингу 226
 Блайнд-Ривер 206, 207, 209, 211, 226
 Витватерсранд 205, 207, 212
 Замфара 206
 Квирк 207
 Клерксдорп 207
 Коли 206
 Лагуна 176
 Лонни 227
 Луеш 226, 227
 Маунтин-Пасс 232
 Мрима 226, 232
 Мунана 206
 Ньюмен 227
 Одентал-Рюст 207
 Ока 227
 Палабора 226, 227, 232
 Паланга 177
 Посус-ди-Калдас 226
 Пронто 207
 Ранд Центральный 207
 — Восточный 207
 — Западный 207
 Серлз 226

- Серра-де-Жакобина 206
 Тарква 206
 Темпл-Маунтин 177
 Уэстморленд 206
 Фен 247
 Эллиот 207

III. НАЗВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ, РУДОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР И ПОРОД

- Альбититы ураноносные 24, 43
 — редкометалльные 264
 Апогранит 257
 Аргиллизация 87, 144
 Березитизация 56, 87
 Биотит-кальцитовые метасоматиты редкометалльные 262, 266
 Бластомилониты 25, 120
 Восстановительная эпигенетическая зональность 173
 Детритус костный ураноносный 156
 Зоны пластового окисления 162
 Кальдерная депрессия 100
 Кальцитовые метасоматиты 262
 Карбонатиты 242
 Карбонатные метасоматиты 43
 Кварц-альбитовые метасоматиты 67, 115
 Кварцевые метасоматиты 44
 Кольцевые и дуговые разломы 101
 Лимническая угленосная формация 188
 Луяврит 235
 Малиньит 235
 Миаскиты 267
 Милониты, милонитизация 25, 120
 Настуран-молибденитовая ассоциация 58, 70, 81, 95
 Натровые метасоматиты 42
 Некки рудовмещающие 73
 Органогенные известняки 198
 Окислительная эпигенетическая зональность 166
 Пегматиты 248
 Роллы 164
 Ураноносные апатиты 114
 Уртит 234
 Фойяит 234
 Эвдиалитит 235
 Эгириниты 43
 Ювиты 235

IV. НАЗВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Аршиновит 69, 71
Бадделент 227, 244
Бастнезит 227, 247
Берилл 255, 274
Берtrandит 134, 270
Битумы ураноносные 179—181,
184, 185
Браннерит 47, 126, 211
Гачеттолит 244
Колумбит-танталит 260
Лампрофиллит 236
Лопарит 237
Мельниковит 156
Микролит 261
Мурманит 236

Оксикериты ураноносные 199
Паризит 227, 247
Перовскит 242
Пирохлор 244, 265, 267, 269
Поллуцит 252
Протолитионит 227
Рамзаит 236
Рибекит 26, 31
Ринколит 237
Сподумен 251
Тухолит 213—215
Уранинит 34, 45, 46, 81, 132
Уранотитанаты 32—34
Фенакит 255, 270
Хризоберилл 255
Циркон 269
Эвдиалит 240

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
ЧАСТЬ I. УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	7
Раздел 1. Некоторые геохимические особенности урана и классификация его месторождений. Лаверов Н. П.	7
Глава 1. Общие сведения об уране. Главнейшие минералы урана и его геохимические особенности	7
Список литературы	21
Контрольные вопросы	21
Глава 2. Систематика месторождений	21
Список литературы	23
Контрольные вопросы	23
Раздел 2. Эндогенные месторождения.	24
Глава 3. Гидротермальные месторождения древних платформ Крупенников В. А.	24
§ 1. Собственно урановые альбититовые месторождения	24
Список литературы	36
Контрольные вопросы	37
§ 2. Железо-урановые месторождения	37
Список литературы	51
Контрольные вопросы	51
Глава 4. Гидротермальные месторождения складчатых областей Баюшкин И. М., Лаверов Н. П.	52
§ 1. Молибден-урановые месторождения	52
Месторождения в поясах даек средних пород	53
Список литературы	62
Контрольные вопросы	62

Месторождения в полях развития гипабиссальных интрузий средних пород	63
Список литературы	72
Контрольные вопросы	72
Месторождения в неках и куполовидных палеовулканах кислых пород	73
Список литературы	88
Контрольные вопросы	88
Месторождения в субвулканических интрузивах кислых — субщелочных пород	89
Список литературы	100
Контрольные вопросы	100
§ 2. Свинцово-урановые месторождения	100
Список литературы	109
Контрольные вопросы	110
§ 3. Апатит-урановые месторождения	110
Список литературы	118
Контрольные вопросы	118
Глава 5. Гидротермальные месторождения областей мезозойской тектоно-магматической активизации <i>Баюшкин И. М., Железняк Н. Н., Крупенников В. А.</i>	118
§ 1. Браннеритовые месторождения	118
Список литературы	128
Контрольные вопросы	128
§ 2. Флюорит-урановые месторождения	128
Список литературы	136
Контрольные вопросы	137
§ 3. Мышьяково-урановые месторождения	137
Список литературы	148
Контрольные вопросы	148
Раздел 3. Экзогенные месторождения. Железняк Н. Н.	150
Глава 6. Седиментационно-диагенетические (сингенетические) месторождения в чехле молодых платформ	151
§ 1. Редкоземельные фосфат-урановые месторождения в глинах с костным детритусом рыб	152
Список литературы	158
Контрольные вопросы	159
§ 2. Бериллий-урановые месторождения в лигнитах и бурых углях	159
Список литературы	161
Контрольные вопросы	161
Глава 7. Эпигенетические инфильтрационные месторождения орогенных областей	161
§ 1. Селен-урановые месторождения в терригенных отложениях	162
Список литературы	174
Контрольные вопросы	174

	Стр.
§ 2. Урано-битумные месторождения	175
Список литературы	186
Контрольные вопросы	186
§ 3. Урано-угольные месторождения	187
Список литературы	192
Контрольные вопросы	192
Глава 8. Полигенные месторождения в чехле молодых платформ	193
§ 1. Урановые месторождения в угленосных терригенных отложениях	193
Список литературы	197
Контрольные вопросы	197
§ 2. Ванадий-урановые месторождения в органогенных известняках	198
Список литературы	204
Контрольные вопросы	204
Раздел 4. Метаморфогенные месторождения. Железняк Н. Н.	205
Глава 9. Метаморфизованные золото-урановые конгломераты древних платформ	205
Список литературы	216
Контрольные вопросы	216
Глава 10. Метаморфические урановые месторождения в углисто-кремнистых сланцах складчатых областей	217
Список литературы	222
Контрольные вопросы	223
ЧАСТЬ II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ. <i>Капустин Ю. Л.</i>	224
Глава 11. Общие особенности и систематика	224
Список литературы	232
Контрольные вопросы	232
Глава 12. Магматические месторождения в агпайтовых нефелиновых сиенитах	232
Список литературы	241
Контрольные вопросы	242
Глава 13. Карбонатитовые месторождения	242
Список литературы	248
Контрольные вопросы	248
Глава 14. Пегматитовые месторождения	248
§ 1. Месторождения в микроклин-альбитовых пегматитах	249
§ 2. Месторождения в биотит-олигоклазовых пегматитах	253
Список литературы	256
Контрольные вопросы	256

Глава 15. Метасоматические апогранитовые и альбититовые месторождения	257
§ 1. Редкометалльные апограниты	257
§ 2. Редкометалльные альбититы и биотит-кальцитовые метасоматиты	262
Список литературы	270
Контрольные вопросы	270
Глава 16. Гидротермальные месторождения бериллия	270
Список литературы	274
Контрольные вопросы	274
Заключение	275
Предметный указатель	279

Илья Михайлович Баюшкин, Николай Николаевич Железняк,
Юрий Леонидович Капустин, Вячеслав Александрович Крупенников,
Николай Павлович Лаверов

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ
(практикум)

Редактор Г. М. Пчелинцева
Художественный редактор А. Т. Кирьянов
Переплет художника А. Н. Шаварда
Технический редактор Н. А. Власова
Корректор Н. А. Смирнова

Сдано в набор 7/X 1975 г. Подп. к печати 16/IV 1976 г.
Т-08208. Формат 84×108¹/₃₂. Бумага типографская книжн.-
журн. Усл. печ. л. 15,12. Уч.-изд. л. 15,36. Тираж 2600 экз.
Цена 70 коп. Зак. изд. 69318. Зак. тип. 2011.

Атомиздат, 103031, Москва, К-31, ул. Жданова, 5.
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ

В 1976 году выйдет в свет книга

Сыромятников Н. Г., Иванова Э. И., Трофимова Л. А. **Радиоактивные элементы как геохимические индикаторы породо- и рудообразования.** М., Атомиздат, 1976 (IV кв.), 15 л., 3000 экз., 1 р. 70 к., в пер. 20804.

В книге показаны возможности использования радиогеохимического метода решения задач петро- и рудогенеза, прогнозирования и поисков различных месторождений. Приведены результаты исследования механизма формирования и метаморфизма некоторых месторождений. Выявлены особенности поведения радиоэлементов в продуктах базальтоидного магматизма допалеозоя и нижнего палеозоя, с которым связаны месторождения молибдено-медной и колчедано-полиметаллической формации, в гранитоидах средне- и верхнепалеозойского и особенно позднегерцинского возраста, с которыми связаны месторождения редкометальной грейзеновой формации, в минералах и рудах полиметаллических и железорудных месторождений в связи с их генезисом, а также в почвах и донных отложениях.

Книга рассчитана на специалистов, работающих в области геохимии и радиоактивных нуклидов, прикладной радиогеохимии.

Заказы принимают все книжные магазины, распространяющие научно-техническую литературу. В Москве обращайтесь по адресу: 103031, Москва, ул. Петровка, 15, магазин № 8, отдел «Книга — почтой».

АТОМИЗДАТ

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

На базах и складах «Союзкниги» и издательства имеется следующая литература:

Липова И. М. **Природа метамиктных цирконов.** 1972 г., 158 стр., 1 р. 08 к.

Шуколюков Ю. А., Левский Л. К. **Геохимия и космохимия изотопов благородных газов.** 1972, 335 стр., 2 р. 04 к.

Заказы принимают все книжные магазины, распространяющие научно-техническую литературу. В Москве обращайтесь по адресу: 103031, Москва, ул. Петровка, 15, магазин № 8, отдел «Книга — почтой».

АТОМИЗДАТ

70 коп.

18468