

**ГЕОЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ,
МИНЕРАЛОГИЯ
И МЕТОДЫ
ОЦЕНКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УРАНА**



**Издательство
«Мир»**

Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ
И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УРАНА

The Institute of Uranium Metallurgy

УРАНИЙ



УРАНИЙ ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОЛОГИЯ,
РАЗВЕДКА И РЕСУРСЫ

Uranium geochemistry,
mineralogy, geology,
exploration and resources

Edited by
B. De Vivo, F. Ippolito,
G. Capaldi and P. R. Simpson

The Institution of Mining and Metallurgy

Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана

Под редакцией
Б. ДЕ ВИВО,
Ф. ИПОЛИТО,
Г. КАПАЛДИ
и П. СИМПСОНА

Перевод с английского
кандидатов геол.-мин. наук
Г. В. Пакульниса и А. О. Смиркстын

Под редакцией
академика В. И. Смирнова



Москва «Мир» 1988



4997

ББК 26.3

Г35

УДК 553.495

Г35

Авторы: Де Виво Б., Ипполито Ф., Гаспарини П., Кортини М., Ромбергер С.Б., Донгарра Г., Николс Ч.Е., Смит мл. Д.К., Хатчинсон Р.У., Блэкуэлл Дж.Д., Де Вото Р.Г., Суайе Б., Янг Р.Дж., Циглер В., Дардель Ж., Симпсон П.Р., Плант Дж.А., Тедеско К.

Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана: Пер. с англ./Под ред. Б. Де Виво, Ф. Ипполито, Г. Капалди и П. Симпсона. — М.: Мир, 1988. — 336 с., ил.

ISBN 5-03-001318-0

Приводится характеристика наиболее существенных сторон геологии, минералогии, геохимии и методов оценки важнейших типов урановых месторождений, составленная ведущими учеными США, Италии и Франции. Описываются поведение урана в различных зонах земной коры, образование урановых месторождений в связи с эволюцией земной коры во времени и пространстве, формы миграции и концентрации урана при образовании промышленных месторождений, а также вторичное изменение урановых руд вблизи поверхности земли.

Для геологов, минералогов и геохимиков, изучающих месторождения урана.

Г $\frac{1904050000-225}{041(01)-88}$ 121—88, ч. 1

ББК 26.3

Редакция литературы по геологии и геофизике



ISBN 5-03-001318-0 (русск.)
ISBN 0-900488-70-0 (англ.)

© The Institution of Mining and Metallurgy 1984
© перевод на русский язык, «Мир», 1988

Предисловие редактора перевода

Человечество вздохнуло с облегчением, когда появилась обнадеживающая перспектива замены быстро истощающихся ресурсов традиционных видов энергетического минерального сырья ядерным топливом, представленным ураном и продуктами его радиоактивного распада, энергетические ресурсы которых практически неисчислимы. С этого момента интерес к урановым месторождениям по сравнению с другими группами полезных ископаемых стал резко преобладающим. Появление любых публикаций по геологии урана немедленно привлекало внимание широких кругов геологов. Актуальность проблем геологии, минералогии и геохимии урана обусловила перевод предлагаемой книги на русский язык.

Книга издана Лондонским институтом горного дела и металлургии на базе лекций, прочитанных в отделении ядерной физики Миланского политехнического института и расширенных путем привлечения к их составлению специалистов разных стран, знатоков различных сторон генезиса месторождений урановых руд.

Книга открывается кратким очерком П. Гаспарини об истории открытия и изучения явлений радиоактивности.

Вслед за тем М. Кортини предпринял попытку заглянуть в глубинные сферы Земли, рассмотрев поведение урана в мантийных процессах. Он пришел к заключению о том, что в материале мантии широко развиты процессы метасоматоза, регулирующие распределение в ней урана, тория и свинца еще до начала магмообразования и интрузивной деятельности. Исследование радиоактивных равновесий показывает, что магмообразование протекает очень быстро с извлечением из мантии существенных количеств радиоактивных элементов.

В статье С. Ромбергера обстоятельно рассмотрено поведение урана в гидротермальных

системах. Внимательно проанализированы модели переноса урана в рудообразующих системах с участием гидратных, сульфатных, карбонатных, фосфатных, хлоридных и фторидных комплексов. Определены условия осаждения минеральных комплексов урана под воздействием эволюции температуры, давления, окислительного состояния, кислотности, активности комплексобразующих анионов и парциального давления летучих компонентов.

Подобным же образом в статье Г. Донгарры описано геохимическое поведение урана в гипергенной обстановке. Определены формы переноса, условия рассеяния и концентрации этого элемента в зависимости от видов его нахождения в коренных источниках, стилиа их механического и химического выветривания, распределения урана в природных водах океанов, морей, рек и подземных источников со специальным вниманием к образованию роллов и месторождений карнитовых и отенитовых руд.

Глубокая характеристика минералогии урана выполнена Д. Смитом. Несмотря на обычное для большинства урановых и урансодержащих соединений тонкозернистое строение, сильно затрудняющее структурную идентификацию, их классификация выполнена на кристаллохимической основе, существенно повышающей познавательную ценность этого раздела книги. Он сопровождается хорошо исполненными иллюстрациями структур многих минералов и их рентгеновскими, а также оптическими данными. Автор выделяет два больших класса урановых минералов — четырехвалентные соединения, или восстановленное семейство, и шестивалентные образования, или окисленное семейство. Среди четырехвалентных соединений внимательно рассмотрены: уранинит, коффинит, браннерит, нингиоит, лермонтовит, урановые молибдаты, пирохлоры, колумбиты и другие, более редкие образования. Среди минералов шестивалентного урана описаны: гидроксиды уранила, щелочные и щелочноземельные гидроксиды уранила, силикаты, фосфаты и арсенаты уранила, ванадаты, молибдаты, сульфаты, карбонаты, селениты и теллуриды уранила. Большое внимание уделено методам диагноза и идентификации урановых минералов, раскрытию их структурной принадлежности.

Р. Хатчинсон и Дж. Блэкуэлл наметили четыре импульса поступления магматогенного урана (2800, 1800, 1000 и 300 млн. лет) с последующим его перераспределением в экзогенных

месторождениях. К сожалению, геосторическая эволюция уранового рудообразования описывается без учета развития этого процесса в различных геологических структурах, таких, как рифты, геосинклинали, платформы и области платформенной активизации. Но даже и при таком, очень обобщенном характере очерка, скрадывающем важные черты генезиса урановых образований, проливается определенный свет на геологические и геохимические особенности их возникновения в архее, раннем, среднем и позднем протерозое, палеозое, мезозое и кайнозое.

Методам поисков урановых месторождений посвящены две статьи. В статье Ч. Николса освещается опыт геофизических и геохимических поисков генетических разновидностей месторождений урана. Среди геофизических способов поисков рассматриваются наземные приемы с применением новейшей радиометрической аппаратуры, а также условия аэродинамических поисков. Опыт геохимических поисков освещается во всех его вариантах с опробованием поверхностных и подземных вод, коренных пород, донных осадков, почв и растительности. Вторая статья, подготовленная Р. Де Вотто, дополняет первую. В ней освещается наиболее рациональная последовательность поисковых приемов при рекогносцировочных и детальных поисках урана. Особенно подробно рассмотрены методы детальных поисков, включающие детальное геологическое картирование, картирование зон измененных пород, детальную гидрогеохимическую съемку, детальную радиометрическую съемку, радоновую и гелиевую почвенно-газовую съемку, геохимическую съемку почв и пород, глубинный подповерхностный стратиграфический анализ, нерадиометрическую геофизическую съемку, геоботаническую и биогеохимическую съемку, поисковое бурение и картаж скважин.

В краткой заметке Б. Суайе освещен опыт выделения радиоактивных геохимических аномалий при опробовании речной сети во Франции, в ряде случаев отчетливо фиксирующих урановую минерализацию в коренных породах речных долин.

Урановые месторождения описаны вначале для всего мира без Европы, а затем отдельно для Европы.

Описание урановых месторождений мира, за исключением Европы, опирается на классифика-

цию, разработанную автором этого очерка Р. Янгом. Эта классификация, хотя и не бесспорная в генетическом отношении, оказалась весьма полезной в практических целях для характеристики природных типов урановых месторождений. Она подчинена геологическим условиям образования урановых руд, выраженным составом вмещающих пород. Выделены осадочные сингенетические, осадочные эпигенетические, вулканогенные, магматогенные (в том числе постмагматические, жильные и метасоматические), метаморфические и сложные неясного генезиса месторождения; указана доля их запасов в общих мировых ресурсах урана. В рамках этих групп описано 28 наиболее распространенных типов урановых месторождений. Это описание проиллюстрировано хотя и краткой, но весьма ценной характеристикой наиболее представительных месторождений, учитывающей новейшую геологическую информацию.

Вслед за тем В. Циглер и Ж. Дардель достаточно обстоятельно описали урановые месторождения Европы. В докембрийских структурах Европы охарактеризованы месторождения, ассоциирующиеся со щелочными породами Гренландии и кислыми интрузивами Швеции, месторождения в битуминозных сланцах этой же страны. Отмечено, что в каледонских структурах Европы нет значительных месторождений урана, но они изобилуют в герцинских структурах. Среди образований герцинского цикла выделены гидротермальные месторождения в лейкогранитах (особенно широко представленные во Франции), не вполне ясные по условиям образования месторождения в роговиковых ореолах других гранитных массивов (особенно типичные для Испании и Португалии), урановые руды в песчаниках пермского, стефанского, мелового и палеогенового возраста. Обращено внимание на малочисленность урановых месторождений в альпийских структурах.

В кратком очерке Л. Тедеско рассмотрены незначительные урановые месторождения Италии, встречающиеся преимущественно в вулканитах и песчаниках пермского бассейна Коллио и южных Альп, а также в метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексах западных Альп.

Особый раздел книги посвящен характеристике ураноносных гранитов с высокой тепловой

энергией и их роли в формировании урановых провинций. Авторы этого раздела П. Симпсон и Дж. Плант на примере гранитных интрузивов в докембрии Южной Африки, в нижнем и верхнем палеозое Европы попытались установить петрографические, минералогические и геохимические различия непродуктивных, минерализованных и металлоносных гранитных массивов, энергетический потенциал которых возрастает от первых к последним.

В кратком очерке Б. Де Виво и Ф. Ипполито содержится информация о состоянии запасов урана и его производства в мире и по отдельным странам в последние годы и на перспективу, подтверждающая общую высокую степень

обеспечения радиоактивным минеральным сырьем электроэнергетики, особенно в случае использования реакторов на быстрых нейтронах.

Если оценивать книгу в целом, то можно отметить, что она не содержит всестороннего и систематического описания геологии, геохимии, минералогии и методов поисков урана. Однако частные сведения по всем этим разделам, помещенные в книгу и отражающие большой личный опыт ее авторов, представляют несомненный интерес для все более расширяющегося круга лиц, занимающихся исследованием урановых месторождений.

В. Смирнов

Введение

Урановые минералы, которые сегодня привлекают внимание исследователей всего мира, не были известны вплоть до 1780 г., когда Вагсфорт обнаружил образцы с урановой смолкой на руднике Иохангеоргенштадт. Однако это открытие прошло незамеченным, поскольку сам Вагсфорт считал, что он нашел черную разновидность цинковой обманки (откуда и возникло название «pitchblende» — смоляная обманка). Через 7 лет Клапрот, изучая этот минерал, отметил в нем наличие оксида неизвестного металла, который он назвал ураном в честь планеты Уран, недавно открытой Гершелем. Клапрот считал, что он выделил металл в чистом виде, но в действительности это было не так: уран из-за его высокого сродства с кислородом не был выделен еще много лет. В 1833 г. Арфведсон попытался получить металлический уран путем восстановления урановой смолки. Однако и его попытки не имели успеха: была получена лишь UO_2 . Только в 1840 г. Пелиго удалось наконец достигнуть желаемого. Он добился восстановления урана, оперируя с металлическим калием. Следует напомнить, что 12 годами ранее Берцелиус выделил торий.

Удачные эксперименты, однако, немного значили в истории урана, так как вначале этот элемент не вызывал у исследователей большого интереса, поскольку попытки найти ему применение в промышленности не имели особого успеха. Уран пытались использовать для создания калильных сеток Ауэра в газовых осветителях и для производства нитей накаливания в электролампах, однако обе эти попытки окончились неудачей. Только U_3O_8 , да некоторые уранаты и другие соли урана использовались в качестве красителей в керамической и стекольной промышленности, а также в процессе некоторых специальных обработок при фотоработах. В ре-

зультате ограниченного применения спрос на уран оставался таким низким, что в конце прошлого века эксплуатировалось только одно месторождение — Яхимов (ранее Иохимшталь) в Чехии, то самое, на котором в 1780 г. Вагсфорт нашел первый образец урановой смолки. Другие известные в это время месторождения — в Португалии, на полуострове Корнуолл, в Колорадо и др. — не разрабатывались. Торий также не находил практического применения вплоть до 1885 г., когда Ауэр стал использовать его оксиды для запатентованных им калильных сеток в газовых светильниках.

Новую главу в истории урана открыл 1895 г. В этом году Беккерель обнаружил радиоактивные свойства урановой смолки, а Мария Кюри выделила радий. Во всем мире ученые стали проявлять интерес к урановым минералам, что подогревалось и новыми перспективами горной промышленности. Извлечение радия из солей урана привело к развитию эксплуатационных работ на рудниках Сент-Айвс на полуострове Корнуолл и Парадокс-Валли в Колорадо, а также в Португалии. Первые открытия урановых минералов в Катанге (ныне Заир) относятся к 1915 г.; в 1921 г. здесь начались разработки. Добыча на рудниках Катанги была настолько рентабельной, что вызвала трудности в сбыте для других горных предприятий, включая месторождение Яхимов.

С этого времени развитие уранового рынка характеризовалось двумя тенденциями, и за несколько лет руды этого металла стали важным промышленным сырьем. Прежде всего радиоактивные свойства урана, обусловленные реакциями распада, сделали его важнейшим стратегическим металлом в связи с ростом объемов исследований, проводимых различными странами. Однако настоящая революция произошла с выявлением возможности использования цепной реакции для производства энергии и замены ураном традиционного топлива.

С этого момента во многих странах мира начались «урановые гонки», часто оправдываемые обоснованными надеждами на получение полной независимости в области энергетических ресурсов или по крайней мере на погашение хотя бы части платежного дефицита, увеличивающегося в связи с ростом цен на топливо.

Значение развития ядерной энергетики следует, однако, рассматривать скорее не в национальном, а в общемировом масштабе, особенно если учесть следующие аспекты развития челове-

ческого общества: все возрастающие потребности в энергии, возрастание цен на традиционные виды топлива и все увеличивающаяся необходимость использовать эти последние в других целях (в химической, сталелитейной промышленности, на транспорте и т. д.).

Использование радиоактивных материалов становится, таким образом, насущной национальной и мировой проблемой, а многие вопросы геологии и геохимии урана и тория приобретают особую значимость как в теоретическом, так и в практическом плане.

Понимая эту ситуацию, один из редакторов настоящего сборника (Ф. Ипполито) еще в 1960 г. подготовил цикл лекций по геологии урана, которые предназначались для одного семестра на специальном отделении прикладной ядерной физики в Миланском политехническом институте. Из-за быстрого развития атомной промышленности и появления новых материалов в данной области эти лекции достаточно быстро устарели, и появилась необходимость в новой публикации как для студентов, так и для геологов-практиков, занимающихся поисками урана.

В связи со сложностью предмета, который, если рассматривать его всесторонне, представляет собой область исследований на стыке различных наук, соредакторы настоящего сборника решили привлечь к участию в нем различных специалистов, занятых проблемами, которые имеют отношение к урановой геологии в весьма широком плане. Авторы надеются, что попытка осветить разнообразные и сложные проблемы и аспекты урановой геологии — от минералогии урана до методов его поисков и практического использования — с максимально возможной полнотой окажется достаточно успешной.

Редакторы выражают свою благодарность всем участникам настоящего издания, а также Институту горного дела и металлургии, который принял на себя труд публикации данного сборника.

*Бенедетто Де Виво
Феличе Ипполито
Январь, 1984 г.*

История радиоактивности

Паоло Гаспарини

В нашем представлении радиоактивность является основой эволюции Земли и Солнечной системы. Полагают, что именно радиоактивность есть главный источник тепла внутри планет; она обуславливает изменения в изотопном составе элементов, что позволяет проследить геохимические процессы в истории Земли; она же дает прекрасный инструмент для выяснения геохронологии геологических явлений. И наконец, радиоактивные процессы являются источниками энергии для человечества.

История радиоактивности как науки полна неожиданностей, и отличительным качеством тех, кто был выдающимся исследователем в этой области, являлся скорее ум, открытый к неожиданному, чем способность к предвидению или научному планомерному исследованию.

В 1896 г. вскоре после того, как Рентген потряс научный мир сообщением об открытии X-лучей, Анри Беккерель, воодушевленный результатами его исследований, предпринял попытку получить X-лучи с помощью флуоресцирующих минералов. У Беккереля была вполне состоятельная по тем временам идея об общей причине рентгеновского излучения и флуоресценции. Эта концепция позднее оказалась ошибочной, но по счастливой случайности Беккерель для проверки ее в качестве флуоресцирующего минерала выбрал минерал урана. В результате он наблюдал проникающее радиационное излучение и 24 февраля 1896 г. известил об этом открытии Парижскую Академию наук в статье «О радиационном излучении при фосфоресценции». Вскоре после этого Беккерель начал наблюдать некоторые странные явления, причем наиболее удивительным было то, что урановый минерал

продолжал испускать проникающее излучение и на свету. Беккерель опубликовал свои наблюдения в серии из восьми статей, которые превратили интуитивное представление в растущую уверенность, что атомы урана излучают проникающую радиацию постоянно. Этот вывод, появившийся всего через два с половиной месяца после представления первой статьи, был триумфом эксперимента над теорией. Удивительным в этой истории было то, что Беккерель, зная о достижениях других исследователей, сообщающих о своих наблюдениях X-лучей от флуоресцирующих минералов (очевидно, в некорректных экспериментах!), полагал, что сам он не добился успеха.

В том же году в Кембриджском университете Дж. Дж. Томсон начал экспериментально проверять теорию ионизации воздуха рентгеновскими лучами. Для проведения этих экспериментов он пригласил в качестве помощника Эрнеста Резерфорда, блестящего студента-физика. Резерфорд начал работу по ионизации газов с помощью рентгеновских лучей и в 1898 г., вспомнив сообщение Беккереля о том, что таинственное излучение, испускаемое ураном, также ионизирует газы, стал изучать эту ионизацию, чтобы проверить, насколько данный процесс зависит от природы лучей, а насколько от состава самих газов. Совершенно неожиданно Резерфорд обнаружил, что лучи, испускаемые ураном, представляют собой смешение двух типов излучения. Одно из них, которое он назвал альфа-излучением, обладало большой ионизирующей силой, но было столь мало проникающим, что могло задерживаться листом бумаги; другое, названное им бета-излучением, имело меньшую ионизирующую силу, но по своей проникающей способности было тождественно рентгеновскому излучению. В том же году Шмидт в Эрлагене, а Мария Склодовская-Кюри в Париже установили, что аналогичное ионизирующее проникающее излучение испускается торием. В 1899 г. Резерфорд переехал в Монреаль, в Университет Мак-Гилла, где он встретился с Оуэнсом — профессором и специалистом в области электротехники. Резерфорд убедил Оуэнса заняться исследованием ионизирующего излучения тория, в то время как сам он занялся излучением урана. Считалось, что с ториевой радиацией иметь дело значительно сложнее, поскольку ионизация в этом случае характеризуется широкой флуктуацией. Оуэнс высказал предположение, что возможной причиной таких колебаний являются потоки воздуха,

и перед своим отъездом в Англию на летние каникулы он добился стабильной ионизации, поместив образец с оксидом тория в герметически закрытый ящик. Резерфорд, которому пришлось уже одному объяснять это удивительное явление, вскоре пришел к выводу, что флуктуация ионизации обусловлена «эманацией» из тория некой радиоактивной субстанции. Годом позднее в Лондоне сэр Уильям Крукс, пытаясь получить чистый нитрат урана, обнаружил, к своему удивлению, почти полное исчезновение радиоактивности у урана. Он начал серию опытов по отделению от урана существенно отличной от него сильно радиоактивной субстанции, которую он назвал «уран X». Кроме того, в это время была обнаружена новая эманация, выделяемая радием.

Резерфорд, понимая, что без помощи химика дальнейший прогресс исследований будет весьма трудным, убедил Фредерика Содди присоединиться к его исследованиям. Вместе с Содди они предполагали: 1) удостовериться, выделяются ли эманации торием или каким-то другим веществом, находящимся в тории в виде примеси; 2) установить природу эманацирующего газа; 3) взвесить эманацию; 4) убедиться, что химические свойства тория обеспечивают возможность эманации. Они получили достоверный ответ на первые два вопроса: эманация выделялась из сильно радиоактивной субстанции, которую они назвали «торий X»; ее химические свойства отвечали инертным газам ряда аргона.

Тем временем Беккерель установил путем наблюдений, что, хотя уран и теряет почти всю свою радиоактивность при удалении «урана X», однако спустя небольшое время радиоактивность восстанавливается. Резерфорд и Содди обнаружили также, что и торий после очищения от «тория X» со временем вновь обретает радиоактивность и способность выделять эманации. Установив химическое отличие тория X от тория, а также убедившись, что ни что, кроме тория, не могло его породить, они предложили новую революционную теорию радиоактивного превращения элементов, согласно которой торий превращается в торий X вследствие испускания ионизирующего излучения. В своей статье, опубликованной в 1902 г. (всего через 6 лет после открытия радиоактивности), они также заявили об экспоненциальном характере законов радиоактивного распада и развития.

В 1900 г. Беккерель открыл, что бета-лучи представляют собой поток быстро движущихся, отрицательно заряженных электронов. Исследуя в 1902 г. альфа-лучи, Резерфорд установил, что они также являются потоком частиц, несущих, однако, положительный заряд и имеющих во много раз больший размер по сравнению с электронами. Резерфорд не сомневался, что в связи со своими большими размерами альфа-частицы являются носителями практически всей энергии, связанной с радиоактивными процессами. Продемонстрировав блестящую интуицию, в статье, опубликованной в 1903 г., он предположил, что стабильным продуктом радиоактивного распада урана и тория должен быть гелий, поскольку он часто сопровождает радиоактивные минералы и накапливается в них в количествах, поддающихся измерению. Содди и Резерфорд предприняли попытку подсчитать энергию, высвобождающуюся при альфа-распаде радия, и получили поистине ошеломляющую цифру — 15 000 кал/г. В то время как эти расчеты еще ждали своей публикации, Пьер Кюри и Альберт Лаборд в Париже опубликовали результаты измерений, проводимых на бромидах радия и бария. Для радия они получили более высокую цифру — 880 000 кал/г. Эти цифры существенно превышали полученные при измерениях энергии, высвобождающейся при обычных химических реакциях. В этих процессах должны были участвовать не элементы, а нечто другое, что Резерфорд назвал «метабононами».

В том же году Содди перешел в лабораторию сэра Уильяма Рамзая в Лондоне. (Рамзай был первооткрывателем гелия, он же выделил первым редкие газы — неон, криптон, ксенон и аргон.) Содди надеялся идентифицировать спектр эманации, выделяющейся из чистого бромида радия. Эксперимент посчитали неудачным, поскольку исследователи увидели не ожидаемый новый спектр, а всего лишь знакомые линии гелия. Гелий, как известно, не входит ни в какие химические соединения, и потому бромид радия никаким путем не мог его захватить. Он мог образоваться только внутри кристаллов бромида радия в результате распада последнего. Поскольку радий и гелий были элементами уже известными, этот факт оказался прямым свидетельством в пользу теории радиоактивных превращений.

Этой же осенью в Монреале Резерфорд начал

эксперименты по измерению тепла, выделяемого в процессе радиоактивных превращений. При детальном изучении альфа-излучения ему удалось выявить всю цепь распада, в результате которого уран превращается в стабильные субстанции. Он опубликовал результаты своих исследований в 1905 г., и с этой публикации теория радиоактивных превращений становится признанной рабочей гипотезой. Она включала все уже известное к тому времени и объясняла каждое изменение радиоактивности, наблюдающееся при экспериментах. Эта теория выдвинула также новый принцип идентификации элемента по периоду его полураспада.

Таким образом, основы теории радиоактивности были в целом заложены по истечении всего 9 лет с момента объявления Беккерелем о таинственном излучении, испускаемым ураном. Последующие работы лишь уточняли детали

этого процесса.

О возможности использования радиоактивности в области наук о Земле указывалось уже Резерфордом и Содди, когда они высказали предположение, что измерение отношения гелия к урану можно использовать для определения возраста минералов.

Приложение

В приводимых ниже табл. 1 — 3* перечислены члены естественных радиоактивных семейств ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th соответственно, приведены значения периодов их полураспада $T_{1/2}$ и постоянных радиоактивного распада λ , а также указан тип распада.

*Adams J.A.S., Gasparini P. Gamma-ray spectroscopy of rocks. Amsterdam, etc., Elsevier, 1970, 295 p.

Таблица 1. Радиоактивное семейство ^{238}U

Изотоп	Традиционное наименование	$T_{1/2}$	λ , с^{-1}	Тип распада	Примечания
$^{238}_{92}\text{U}$	Уран I	$4,51 \cdot 10^9$ лет	$4,88 \cdot 10^{-18}$	α	
$^{234}_{90}\text{Th}$	Уран X_1	24,10 сут	$3,33 \cdot 10^{-7}$	β^-	
$^{234m}_{91}\text{Pa}$	Уран X_2	1,175 мин	$9,83 \cdot 10^{-3}$	β^-	Изомерный переход в ^{234}Pa (0,13%)
$^{234}_{91}\text{Pa}$	Уран Z	6,75 ч	$2,85 \cdot 10^{-5}$	β^-	
$^{234}_{92}\text{U}$	Уран II	$2,4 \cdot 10^5$ лет	$8,91 \cdot 10^{-14}$	α	
$^{230}_{90}\text{Th}$	Ионий	$8,0 \cdot 10^4$ лет	$2,75 \cdot 10^{-13}$	α	
$^{226}_{88}\text{Ra}$	Радий	1602 года	$1,37 \cdot 10^{-11}$	α	
$^{222}_{86}\text{Rn}$	Радон	3,8223 сут	$2,10 \cdot 10^{-6}$	α	
$^{218}_{84}\text{Po}$	Радий A	3,05 мин	$3,79 \cdot 10^{-3}$	α, β^-	Два типа распада: α — ^{214}Pb (99,98%) β^- — ^{218}At (0,02%)
$^{214}_{82}\text{Pb}$	Радий B	26,8 мин	$4,31 \cdot 10^{-4}$	β^-	
$^{218}_{85}\text{At}$	Астат-218	~ 2 с	~ 0,35	α	
$^{214}_{83}\text{Bi}$	Радий C	19,7 мин	$5,86 \cdot 10^{-4}$	α, β^-	Два типа распада: α — ^{210}Tl (0,04%) β^- — ^{214}Po (99,96%)
$^{214}_{84}\text{Po}$	Радий C'	$1,64 \cdot 10^{-4}$ с	$4,23 \cdot 10^3$	α	
$^{210}_{81}\text{Tl}$	Радий C''	1,32 мин	$8,75 \cdot 10^{-2}$	β^-	
$^{210}_{82}\text{Pb}$	Радий D	22,0 года	$1 \cdot 10^{-9}$	α, β^-	Два типа распада: α — ^{206}Hg ($1,8 \cdot 10^{-6}\%$) β^- — ^{210}Bi (~ 100%)
$^{210}_{83}\text{Bi}$	Радий E	5,013 сут	$1,60 \cdot 10^{-6}$	α, β^-	Два типа распада: α — ^{206}Tl (~ $10^{-5}\%$) β^- — ^{210}Po (~ 100%)
$^{210}_{84}\text{Po}$	Радий F	138,4 сут	$5,78 \cdot 10^{-8}$	α	
$^{206}_{82}\text{Pb}$	Радий G	Стабилен			

Таблица 2. Радиоактивное семейство ^{235}U

Изотоп	Традиционное наименование	$T_{1/2}$	λ , с^{-1}	Тип распада	Примечания
$^{235}_{92}\text{U}$	Актиноуран	$7,1 \cdot 10^8$ лет	$3,09 \cdot 10^{-17}$	α	
$^{231}_{90}\text{Th}$	Уран Y	25,52 ч	$3,70 \cdot 10^{-4}$	β^-	
$^{231}_{91}\text{Pa}$	Протоактиний	$3,48 \cdot 10^4$ лет ¹	$6,32 \cdot 10^{-13}$	α	
$^{227}_{89}\text{Ac}$	Актиний	21,6 лет	$1 \cdot 10^{-9}$	β^-, α	Два типа распада: α — ^{223}Fr (1,2%) β^- — ^{227}Th (98,8%)
$^{227}_{90}\text{Th}$	Радиоактиний	18,2 сут	$4,41 \cdot 10^{-7}$	α	
$^{223}_{87}\text{Fr}$	Актиний К	22 мин	$5,25 \cdot 10^{-4}$	β^-	
$^{223}_{88}\text{Ra}$	Актиний Х	11,435 сут	$7,88 \cdot 10^{-6}$	α	
$^{219}_{86}\text{Rn}$	Актинон	4,00 с	0,173	α	
$^{215}_{84}\text{Po}$	Актиний А	$1,778 \cdot 10^{-3}$ с	$3,90 \cdot 10^2$	α	
$^{211}_{82}\text{Pb}$	Актиний В	36,1 мин	$3,20 \cdot 10^{-4}$	β^-	
$^{211}_{83}\text{Bi}$	Актиний С	2,16 мин	$5,33 \cdot 10^{-3}$	α, β^-	Два типа распада: α — ^{207}Tl (99,68%) β^- — ^{211}Po (0,32%)
$^{211}_{84}\text{Po}$	Актиний С'	0,52 с	0,13	α	
$^{207}_{81}\text{Tl}$	Актиний С''	4,79 мин	$2,41 \cdot 10^{-3}$	β^-	
$^{207}_{82}\text{Pb}$	Актиний D	Стабилен			

$4 \cdot 10^{-3}\%$ $^{233}_{87}\text{Fr}$ в результате α -распада превращается в $^{219}_{85}\text{At}$ с периодом полураспада 0,9 мин; $^{219}_{85}\text{At}$ имеет два типа распада: 3% при β^- -распаде превращаются в $^{219}_{86}\text{Rn}$, а 97% при α -распаде — в $^{215}_{83}\text{Bi}$ с периодом полураспада 8 мин, который в результате β^- -превращения переходит в $^{215}_{84}\text{Po}$.

¹ Hyde E. K. et al. The nuclear properties of the heavy elements. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 1964, 3 vols.

Таблица 3. Радиоактивное семейство ^{232}Th

Изотоп	Традиционное наименование	$T_{1/2}$	λ , с^{-1}	Тип распада	Примечания
$^{232}_{90}\text{Th}$	Торий	$1,41 \cdot 10^{10}$ лет	$1,56 \cdot 10^{-18}$	α	
$^{228}_{88}\text{Ra}$	Мезоторий 1	6,7 года	$3,28 \cdot 10^{-9}$	β^-	
$^{228}_{89}\text{Ac}$	Мезоторий 2	6,13 ч	$3,14 \cdot 10^{-5}$	β^-	
$^{228}_{90}\text{Th}$	Радиоторий	1,910 года	$1,15 \cdot 10^{-8}$	α	
$^{224}_{88}\text{Ra}$	Торий X	3,64 сут	$2,21 \cdot 10^{-6}$	α	
$^{220}_{86}\text{Rn}$	Торон	55,3 с	$1,25 \cdot 10^{-2}$	α	
$^{216}_{84}\text{Po}$	Торий А	0,145 с	4,78	α	
$^{212}_{82}\text{Pb}$	Торий В	10,64 ч	$1,81 \cdot 10^{-5}$	β^-	
$^{212}_{83}\text{Bi}$	Торий С	60,60 мин	$1,91 \cdot 10^{-4}$	α, β^-	Два типа распада: α — ^{208}Tl (33,7%) β^- — ^{212}Po (66,3%)
$^{212}_{84}\text{Po}$	Торий С'	$3,04 \cdot 10^{-7}$ с	$2,28 \cdot 10^6$	α	
$^{208}_{81}\text{Tl}$	Торий С''	3,10 мин	$3,73 \cdot 10^{-3}$	β^-	
$^{208}_{82}\text{Pb}$	Торий D	Стабилен			

Уран в мантийных процессах

Массимо Кортини

Уран — крупноионный литофильный (КЛ) элемент, встречающийся в четырех- (U^{4+}), пяти- (U^{5+}) и шестивалентной (U^{6+}) формах, причем последняя стабильна только в сильно окислительных условиях [1]. Уран не входит в кристаллическую решетку большинства породообразующих минералов, но может в достаточно высокой степени накапливаться в аксессуориях [2]. Значительная часть урана в вулканических породах концентрируется в межзерновом пространстве, где он находится в свободном состоянии и откуда может легко выщелачиваться разбавленными кислотами [3 — 5].

Концентрации урана в земной коре значительно выше ($1,26 — 1,8 \text{ млн}^{-1}$) [6], чем в мантии. Оценки его содержания в последней колеблются от $0,013 \text{ млн}^{-1}$ для неистощенной мантии [7] до $0,032 \text{ млн}^{-1}$ для существующей в настоящее время и уже переработанной [8]. Перераспределение урана в пределах мантии контролируется главным образом процессами мантийного метасоматоза.

Мантийный метасоматоз

«Метасоматоз — это химические изменения, в процессе которых ранее существовавшие минералы или породы изменяют свой состав. Обычно такие изменения происходят в твердом состоянии с переносом вещества в газовой или флюидной фазе, без плавления» [9]. В настоящей статье термин «метасоматоз» используется в более широком смысле: в него включены процессы, порождающие прожилки стекла в мантийных породах или пленки такого стекла на породообразующих минералах. Свидетельства эффективности процессов метасоматоза в мантии

в настоящее время весьма многочисленны, особенно в зонах континентального щелочного вулканизма, где и была впервые предложена концепция мантийного метасоматоза (см. [9] и ссылки в этой работе).

Прямые свидетельства мантийного метасоматоза получены при петрохимическом изучении мантийных включений («нодулей»). Ллойд и Бейли [10] в своем сообщении об ультраосновных «нодулях» из вулканических провинций западного Айфеля и юго-западной Уганды описывают ряд первичных (т. е. не подвергшихся процессам, протекавшим при низких давлениях) структур, таких, как гнезда, прожилки гидратированных минералов (амфиболов и слюды) и иногда везикулярного кварца. Исходя из структурных взаимоотношений и химизма последовательно сменяющихся зон нодулей, эти авторы пришли к заключению, что часть мантии, которую представляют эти нодули, испытала интенсивный привнос целого ряда элементов: K, Na, Fe, Pb и др. Метасоматическое обогащение мантийных пород отмечалось также Бэтчером и др. [11], Эрланком и др. [12, 13], Сатерлендом и Холлисом [14] и многими другими (см. табл. 3 в работах Мензиса и Мерти [15] и Мензиса [16]).

Изотопные исследования Sr, Pb и Nd вкуче с геохимическим изучением малых элементов показали, что источники большей части континентальных щелочных вулкаников примерно за несколько сотен миллионов лет до начала проявления вулканизма уже были обогащены КЛ-элементами, и такое обогащение можно объяснить процессами мантийного метасоматоза [15, 17 — 20]. Предполагается, что мантийный метасоматоз является необходимым предшественником щелочного континентального вулканизма [11, 21, 22]. Щелочные магмы, изливавшиеся в океанических условиях, даже толеиты срединно-океанических хребтов, также иногда свидетельствуют об обогащении источника, которое интерпретируется как результат мантийного метасоматоза [23 — 25].

В настоящей статье мантийный метасоматоз будет рассматриваться как реально существующий факт. Более того, мы будем здесь исходить из допущения, что обогащение мантии КЛ-элементами, как об этом свидетельствуют изотопные исследования и изучение малых элементов в лавах, в существенной своей части происходит именно за счет процессов мантийного метасоматоза.

слабо связаны в мантийных породах [4, 26, 27] и могут легко мобилизовываться и переотлагаться метасоматическими флюидами. Воллмер и Норри [20] показали для района Ньирагонго, что источник нефелиновой серии пород был сильно обогащен ураном по отношению к другим КЛ-элементам, например к Rb. Высокий коэффициент обогащения устанавливается для урана неизменно во всех случаях, где признается обогащение в результате метасоматоза. При исследованиях в некоторых районах высказывалось предположение, что степень обогащения КЛ-элементами в процессе мантийного метасоматоза является прямой функцией их ионных радиусов [17, 24]. Если это так, то эффективный ионный радиус U должен быть больше, чем у Rb (1,47 Å).

Свидетельства проявления процессов метасоматоза признаются многими исследователями, несмотря на неопределенность представлений о природе и характере метасоматических флюидов. Уилли [28] высказывает предположение о двустадийности мантийного метасоматоза. Он подчеркивает, что, «хотя в магмах, поднимающихся в земную кору, имеются отчетливые признаки присутствия таких компонентов, как CO₂ и H₂O, а для образования магм кимберлитового состава, по-видимому, требуется ассимиляция карбонатов или CO₂, тот факт, что кимберлиты и их ксенолиты содержат алмазы и графит, подтверждает предположение о недостаточной высокой фугитивности кислорода на глубине для окисления всего углерода». Отсюда Уилли делает допущение, что большая часть CO₂ образуется в результате глубинного метасоматоза, и этот поток CO₂ может стимулировать процессы частичного плавления (как это предполагал и Спера [29]). Кимберлитовый расплав, не достигающий земной коры, консолидируется на глубине с высвобождением водных растворов, которые, вероятно, и обуславливают метасоматические процессы в верхней мантии. Чёрч и Тацумото [30] предлагают другую интересную интерпретацию, которой придерживаются также Шиллинг и др. [24]. По их мнению, если конвективные потоки в мантии пересекают нижнюю границу поля стабильности пироксена (на глубине примерно 350 км), трансформация структуры пироксена в структуру граната, сопровождающаяся уменьшением размеров зерен, должна

иметь своим результатом высвобождение значительной части КЛ-элементов. Этот процесс может порождать сравнительно мобильную интерстиционную фазу, сильно обогащенную КЛ-элементами.

Частичное плавление и радиоактивное неравновесие

Частичное плавление мантийной фракции, последующий подъем и извержение магмы представляют собой именно тот процесс, посредством которого U и другие КЛ-элементы перемещаются из мантии в земную кору. Поведение КЛ-элементов в процессе частичного плавления количественно смоделировано Гастом [31] в его очень интересной статье, которая основывается на представлении о коэффициентах распределения минерал/расплав. Однако работа Гаста [31] и сама концепция коэффициента распределения базируются на простом допущении, что образование магмы идет в закрытой системе, т. е. порция мантии, порождающая магму, может считаться системой изохимической. Авторы не считают такое допущение в настоящее время приемлемым, хотя оно по различным причинам, которые здесь не излагаются, является широко распространенным. Исходя из общих [9] и отдельных частных [32—35] соображений (последние две работы связаны с изучением радиоактивного неравновесия), подчеркнем предположение, что частичное плавление не является изохимическим процессом. Идеальный инструмент для изучения и моделирования магнеобразующих процессов дает нам радиоактивное неравновесие [36], и потому оно рассматривается здесь с определенной детальностью.

Все долгоживущие (т. е. представляющие интерес для исследования неравновесности) члены радиоактивных семейств ²³⁸U и ²³²Th с характеристиками их периодов полураспада приведены в табл. 1. Условия радиоактивного (или «векового») равновесия достигаются в любой породе, которая представляет собой закрытую химическую систему достаточно длительное время (около 50 лет для ряда ²³²Th и около 5 · 10⁵ лет для ряда ²³⁸U). Радиоактивное равновесие означает, что для каждого нуклида радиоактивного ряда имеет силу следующее отношение:

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \dots = \lambda_n N_n,$$

Таблица 1. Долгоживущие изотопы семейств ^{238}U и ^{232}Th

Изотоп	Период полураспада, год	Изотоп	Период полураспада, год
^{238}U	$4,47 \cdot 10^9$	^{232}Th	$1,40 \cdot 10^{10}$
^{234}U	$2,47 \cdot 10^5$	^{228}Ra	5,75
^{230}Th	$7,52 \cdot 10^4$	^{238}Th	1,91
^{226}Ra	$1,6 \cdot 10^3$		
^{210}Pb	22		

где N и λ характеризуют количество атомов и константы распада соответственно для каждого члена радиоактивного ряда. Другими словами, активность (число актов распада за единицу времени) каждого радионуклида остается постоянной, т. е.

$$\frac{\lambda_1 N_1}{\lambda_2 N_2} = \frac{\lambda_2 N_2}{\lambda_3 N_3} = \dots = \frac{\lambda_{n-1} N_{n-1}}{\lambda_n N_n} = 1. \quad (1)$$

Когда возможно принять радиоактивную равновесность системы, сравнительные отношения радионуклидов серии распада определяются из уравнения (1), и в этом главная суть метода изучения неравновесности. В настоящее время принято считать, что в мантии перед магмообразованием сохраняется состояние радиоактивного равновесия. Ограничения для этого допущения рассматриваются ниже. По этой гипотезе любое неравновесие, наблюдающееся между двумя членами радиоактивного ряда, создается в результате процессов образования магмы или других процессов, которые, возможно, развились после магмообразования.

Важно отметить, однако, что если бы ту часть мантии, где генерируется магма, можно было считать действительно закрытой системой, то вряд ли в магмах вообще наблюдалось бы радиоактивное неравновесие. Коэффициенты распределения минерал/расплав для U и Th в мантийных минералах фактически настолько низки [37, 38], что, по существу, и U, и Th должны полностью переходить из области мантийного источника в расплав. Фракционная кристаллизация, которая происходит в дальнейшем, по той же самой причине не будет иметь влияния на сравнительные отношения радиоизотопов U и Th в магме. В таком случае при «нулевом» возрасте в лаве должно наблюдаться:

$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} \approx ^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U} \approx 1$ (изотопные отношения указывают на отношения активностей).

Измеренные отношения $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ колеблются от 0,71 (Везувий [35]), до 1,61 (район FAMOUS [39]), и, что особенно важно, отношение $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ в примитивных породах обычно выше единицы [35, 36, 40—42]. Радиоактивное равновесие в урановом семействе для лав нулевого возраста устанавливается только для пород Гавайских островов [43]. Для Везувия значение отношения $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ достигает 10 [35, 36], т. е. наблюдается десятикратное обогащение ^{226}Ra по отношению к U, который, как предполагается, в закрытой системе наиболее эффективно переходит в жидкую фазу. Оверсби и Гаст [36] высказали предположение, что Ra, присутствующий в лавах Везувия, извлекался из кристаллических пород основания. Однако другими исследователями [44] было показано, что для создания такого избытка Ra в лавах потребовались бы нереально огромные объемы вмещающих пород; более того, другими магмами, находящимися в земной коре, Ra из боковых пород не извлекается (гора Св. Елены [42], Вулкано, Вулканелло и Липари [41]). Высокие значения отношения $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ весьма характерны для примитивных магм и обусловлены самими магмообразующими процессами, однако они не объяснимы в условиях закрытой системы.

Если допустить, что (1) время нахождения магмы в пределах земной коры и время ее внедрения были очень короткими по сравнению с периодом полураспада ^{230}Th (75 200 лет), а (2) область источника U и Th для этой магмы характеризовалась к началу плавления состоянием «векового» равновесия, то можно принять, что $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_m = (^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})_s$, где m и s означают соответственно «в магме» и «в области источника». Отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ в области источника магмы, определяемое по изотопам $\text{Th}(K_{\text{Th}})$, можно представить как

$$K_{\text{Th}} = (^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_m^{-1} \cdot 3,0567. \quad (2)$$

Метод датирования по $^{230}\text{Th}^1$ [45] базируется на простом допущении, что образование магмы — процесс, протекающий в закрытой

¹ В отечественной литературе принято вместо ^{230}Th использовать название «ионий» и соответственно вместо «возраста по ^{230}Th » — «иониевый возраст». — Прим. перев.

системе. В этом случае отношения $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ или изотопный состав Th в минеральных фазах A, B, C, ..., кристаллизующихся из магмы m, должен соответствовать

$$\begin{aligned} (^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_A &= (^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_B = \dots \\ &\dots = (^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_m. \end{aligned} \quad (3)$$

Эти изотопные отношения будут развиваться во времени в соответствии с их $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -отношениями [45]. Можно назвать ряд статей, в которых приводятся возрасты, полученные этим методом [46—48], без проверки гипотезы уравнения (3). Фактические измерения отношений $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в вулканических породах «нулевого» возраста из вулканов Стромболи, Этна, Везувий и горы Св. Елены показывают, что изотопный состав Th в минеральных фракциях систематически выше, чем в целом по вмещающим породам [35, 42, 49]. Данные по изотопному составу Th в минералах и пробах по породе в целом для образований «нулевого» возраста несовместимы с представлением о возникновении магмы в условиях закрытой системы и свидетельствуют о том, что метод датирования по ^{230}Th не является надежным, по крайней мере в вышеупомянутых случаях. «Возрасты» по ^{230}Th опубликованы для Этны и Стромболи [47, 48], где изотопное неравновесие по Th наблюдается между минералами и породой в целом в образцах нулевого возраста [49]. Не удивительно, что в одном случае, где имелись весьма точные данные по K/Ar-методу (вулкан Стромболи, лава Ла-Петрацца; четыре измерения дали возраст от $45\,000 \pm 10\,000$ до $66\,000 \pm 14\,000$ лет [50]), их несовпадение с «возрастом» по ^{230}Th (156 000 лет [47]) оказалось очень большим. Другие исследователи [51], пытавшиеся использовать датирование по ^{230}Th , не установили никакой линейной зависимости в диаграмме $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$, как это предполагалось Аллегре [45]. В некоторых случаях [49] полученные по ^{230}Th «возрасты» оказались несовместимыми со стратиграфической позицией изучаемых пород.

Для минералов, выделенных из лав Везувия, отношения изотопов Sr идентичны таковым для вмещающих их лав, а изотопный состав Sr в минералах из накопившихся пород Везувия оказывается достаточно близким к определенному по лавам [52]. В том же материале имеется, одна-

ко, теснейшая взаимосвязь между отношениями $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ и содержаниями Th [35, рис. 1]. Это позволяет предполагать, что Th поступал при смешении двух компонентов с различным изотопным составом Th и, соответственно, с различными отношениями K_{Th} . Имеющиеся данные по минералам нулевого возраста из Этны и Стромболи согласуются с подобной интерпретацией [35]. Они показывают, что в этих вулканах присутствующий Th-компонент поступал из источника с низким Th/U-отношением (не более 2,3 для Везувия и Этны), сходным в этом плане с источником океанических базальтов [38, 39]. Горный ранних кристаллизационных фаз поступал преимущественно из такого именно источника [35]. Картина обогащения лав Везувия радиоактивными элементами, где $\text{Ra} \gg \text{U} \gg \text{Th}$, позволяет со значительной определенностью предполагать, что большая часть U, Th и Ra в этих лавах привносилась флюидами, которые, по видимому, отщеплялись от промежуточной метасоматизированной составляющей мантии, характеризующейся сравнительно высоким отношением Th/U.

Отношения K_{Th} , полученные из уравнения (2) для пород нулевого возраста, будут, однако, корректными только в том случае, если окажутся действительными рассмотренные выше допущения (1) и (2):

(1) Время нахождения магмы в пределах земной коры невелико по сравнению с периодом полураспада ^{230}Th (75 200 лет). Это допущение можно считать достаточно надежным, так как Капалди и др. [40], а также Беннетт и др. [42] на основе неравновесия короткоживущих членов ряда ^{232}Th подсчитали, что генерация магмы произошла всего лишь за несколько десятков или сотен лет до времени ее извержения, которое определяется по нулевому возрасту пород вулканов Стромболи, Этна и горы Св. Елены. Данные по неравновесию в ряду ^{232}Th позволяют также предполагать, что, судя по химическому составу магмы (до риолитов), извергавшейся из Вулкано, Вулканелло и Липари, она находилась в пределах коры до извержения не более, по-видимому, нескольких тысяч лет.

(2) В области источника U и Th к началу плавления существовало радиоактивное равновесие между ^{238}U и ^{230}Th . Хотя Аллегре и Кондоминес [53] полагают, что такие условия, вероят-

но, превалируют в мантии, это допущение трудно подтвердить специфическими данными. Однако изотопные исследования не дают никаких свидетельств и против такого допущения. Проблема заключается в том, что фракционирования U, Th и их дочерних продуктов (а следовательно, и радиоактивное неравновесие) следовало бы ожидать, поскольку такое фракционирование обязательно происходит при метасоматозе, если процесс этот достаточно продолжителен [9]. Разумным объяснением такого кажущегося противоречия является медленность процесса мантийного метасоматоза, т. е. время, необходимое для эффективного отделения U от Th, значительно более длительно по сравнению с периодом полураспада ^{230}Th . Если это справедливо, то в мантийной области должны происходить лишь медленные изменения Th/U-отношений, и здесь всегда будет сохраняться состояние радиоактивного равновесия. Другая возможность, обсуждаемая ниже: мантийный метасоматоз не является равномерно устойчивым процессом, а характеризуется пульсационной активностью сравнительно ограниченной продолжительности.

Концептуально весьма важно рассматривать поведение мантии в открытой системе *перед*

магмообразованием (мантийный метасоматоз) как феномен, отличный от поведения порции мантии в открытой системе *в процессе* магмообразования. Продолжительность магмообразования (здесь под этим понимается процесс, при котором Th, U и Ra достигают своих действительных концентраций в магме), вероятнее всего, очень коротка — не только по сравнению с периодом полураспада ^{230}Th , но также и ^{226}Ra (1600 лет). Фактически неравновесие в ряду ^{232}Th можно интерпретировать как результат фракционирования флюидов, мигрирующих внутри магматической колонны, которая может подпитываться более крупным скрытым магматическим очагом. Изотопное неравновесие в ряду Th между минералами нулевого возраста и породой в целом предполагает такую возможность, однако в 1976 г. оно не было установлено. Лейцит, отобранный в 1944 г. из лавы Везувия (в котором отношение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ было более высокое, чем в породе в целом; рис. 1), имел значительный избыток ^{226}Ra [35] ($^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U} = 65$). Из-за высокого значения K_{Th} для ториевого компонента и отсутствия связи избытка Ra с кристаллизационной контаминацией эти элементы, вероятно, экстрагировались из мантии во временной

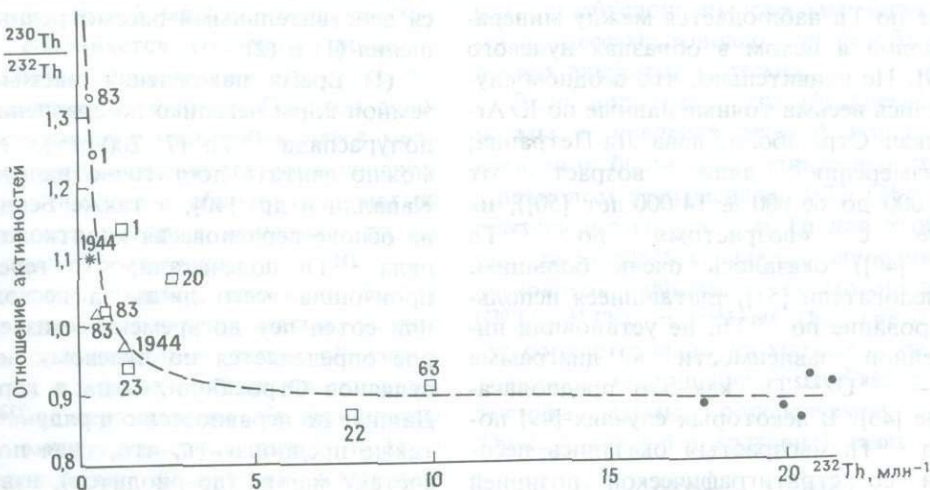


Рис. 1. Диаграмма зависимости $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ от уровня содержаний ^{232}Th для пород нулевого возраста вулкана Везувий в целом и для отдельных минералов [35]. Данные 1944 г. относятся к минералам, выделенным из лавы, извергавшейся в 1944 г.; другие пробы (приводятся лабораторные номера) представляют ряд извержений. Даже при большом объединении эти пробы имеют высокие значения отношения $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$, и, значит, их возраст является практически нулевым по сравнению с периодом полураспада ^{230}Th . Наличие сильной корреляции позволяет предполагать, что Th в лавах Везувия образуется при смешении двух компонентов с различным изотопным составом Th (т. е. поступающих из двух источников с различными отношениями $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$). Поскольку использованные данные включают пробы как породы в целом, так и отдельных минералов, приведенная гипербола вряд ли может считаться кривой смешения магм.

интервал, достаточно короткий по сравнению с периодом полураспада ^{226}Ra .

Обогащение магмы U, Th и Ra представляло, возможно, нарастающий процесс, достигавший своей кульминации в момент извержения [35, 40]. Продолжительность магмообразования в смысле, определенном выше, может, таким образом, совпадать со временем пребывания магмы в пределах земной коры, как это определяется по неравновесности короткоживущих членов ряда Th. Если возрастание содержаний U, Th и Ra в магме действительно такой быстрый процесс, то концепция коэффициентов распределения минерал — расплав, очевидно, неприемлема для изучения поведения U, Th и Ra в процессе магмообразования, поскольку по отношению к этим элементам минералы будут представлять систему, которая закрывается ранее, чем система расплава. Можно, однако, предложить концепцию «коэффициента мгновенного разделения».

Итак, временные шкалы мантийного метасоматоза и магмообразования, по-видимому, весьма различны. Они могут иметь и различное выражение в одном и том же явлении. Как будет показано ниже, существуют некоторые признаки того, что мантийный метасоматоз и магмообразование могут оказывать различное влияние на фракционирование Th и U.

U/Pb- и U/Th-фракционирование в мантийных процессах.

Первый раздел настоящей статьи базируется на весьма веских доказательствах, а представление о мантийном метасоматозе является широко принятой концепцией. Выводы второго раздела могут показаться не столь общепринятыми, но, по мнению автора, они также базируются на убедительных доказательствах. Этот и следующий разделы статьи посвящены весьма дискуссионным вопросам, причем предлагаемая интерпретация предположительна, однако обзор существующей литературы и альтернативных интерпретаций авторы даже не пытаются сделать.

История фракционирования U/Pb и U/Th в прошлом может быть прослежена посредством изучения изотопов Pb [54]. Если мантийный источник Pb излившейся магмы относился бы к закрытой системе со времени образования Зем-

ли, то изотопный состав свинца в магмах, выраженный на графиках $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, совпадал бы с «геохроной» (рис. 2). Это, однако, не так: точки для большинства вулканических пород лежат правее геохроны (т. е. имеется отрицательная, или «будущая», одностадийная возрастная модель [54]). Более того, изотопные данные по свинцу для пород многих океанических островов и других вулканических областей (базальты срединно-океанических хребтов — БСОХ, а также некоторых континентальных областей) обнаруживают линейную направленность как на графике $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2), так и на графике $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Эта направленность может интерпретироваться по-разному. Чейс [55] полагает, что линейную направленность на графике $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, наблюдаемую для отдельных океанических островов, разумно интерпретировать как вторичные изохроны. Он показал, что такое соотношение изотопов свинца можно объяснить двустадийной историей объектов.

Источники свинца в породах островов, изучаемых Чейсом, вероятно, имели общую первую стадию своей истории с одинаковым отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ), равным $7,91 \pm 0,04$. Вторичное обогащение U по сравнению с Pb происходило в различное время (на что указывают вторичные Pb/Pb-изохроны). Это приводило к повышению значения μ , которое можно подсчитать из наблюдаемых данных [55]. Здесь предполагается, что возрастание μ в источнике материала для многих вулканических областей может быть обусловлено метасоматозом. Многие исследователи [18, 20, 38] согласны с тем, что высокие значения μ во второй стадии, вероятнее всего, связаны с обогащением U, а не с обеднением Pb. Таким образом, метасоматоз будет обогащать метасоматизированные участки мантии U более эффективно, чем Pb.

Для первой и второй стадий эволюции Pb можно также вычислить отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (K). В табл. 2 приводятся значения μ и K для первой стадии (μ_1, K_1), изохронные возрасты и значения K для второй стадии (K_2), а также значения, полученные Чейсом [55] для указанных им океанических островов. Включены также данные по островам Тристан-да-Кунья (несмотря на их слабо различимый наклон; рис. 2), по-

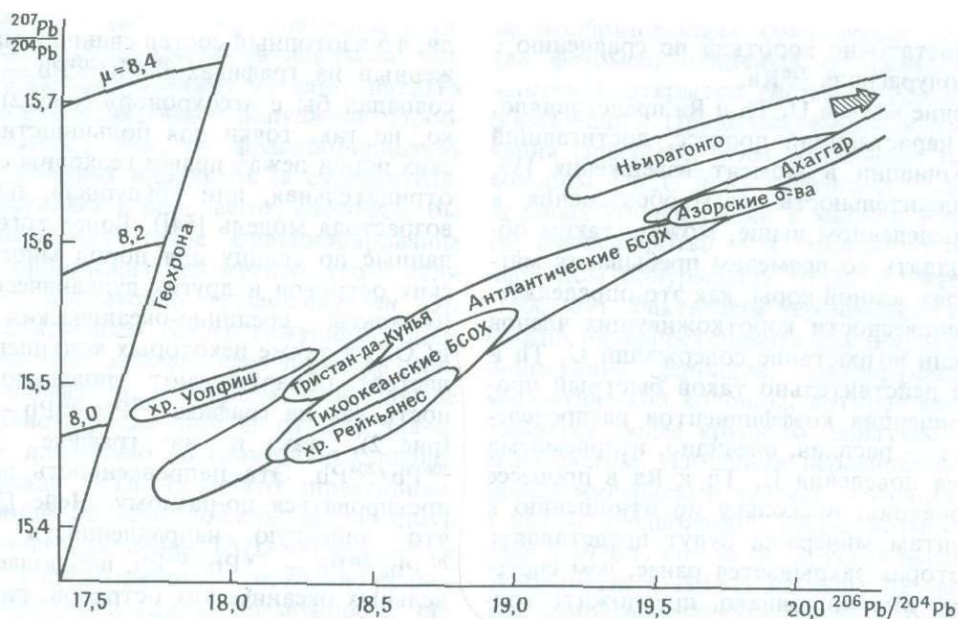


Рис. 2. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для океанических и континентальных вулканических пород, для которых может быть рассчитана двустадийная модель. Параметры одно- и двустадийной модели приведены в табл. 2. Все пробы ложатся правее геохроны, т. е. имеет место отрицательная, или «будущая», одностадийная возрастная модель. Линейная направленность интерпретируется вслед за Чейсом [55] как вторичные изохроны.

скольку сравнительно широкие вариации наклона не оказывают существенного влияния на подсчет μ , а сравнение данных по радиоактивному равновесию для пород островов Тристан-да-Кунья [36] представляется интересным.

Большинство значений K_1 группируется около величины 4,2, а значения K_2 обычно более низкие. Породы же с островов Тристан-да-Кунья, так же как с островов Тринидад и Кергелен, дают очень низкие значения K_1 и высокие K_2 . Значимость этих результатов оценить трудно, но, возможно, она не велика, поскольку подсчеты базируются на нереальном допущении, что уровень значений μ_2 обусловлен вторичным обогащением, а значение K_2 — первичным. Более того, хотя «первичное μ является весьма устойчивым свойством данной системы и не маскируется шумами» [55], к K это не относится. Из табл. 2 видно, что в случае атлантических БСОХ при использовании для корреляции только выборочных данных по изотопному составу свинца значения μ изменяются в небольших пределах, однако значительные вариации наблюдаются для изохронных возрастов и значений K . Исключением является Ньярагонго: его высокое значение K для второй стадии резко ограничено из-за исключительно радиогенной природы ряда образцов, изученных Воллмером и Норри [20].

По-видимому, в случае Ньярагонго $K_2 > K_1$.

Более надежная оценка фракционирования U и Th в процессе метасоматоза, вероятно, может быть получена при сравнении интегрированных во времени отношений K , определенных по изотопам Pb , с отношениями K , полученными по изотопам Th (K_{Th} ; уравнение (2)). Среднее значение K для магмы, служившей источником Pb , усредненное по времени всей истории Земли (K_{Pb}), может быть получено простым делением нарастающего равенства $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ на соответствующее значение для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. В табл. 3 приведены значения K_{Pb} , K_{Th} и K_m (измеренные $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -отношения) для некоторых вулканических областей. Значения K_{Pb} группируются около величины 3,9 и оказываются более низкими, но не сильно отличающимися от многих значений K_1 табл. 2. Интересно отметить, что значения K_{Th} всегда ниже соответствующих отношений K_{Pb} (сравнение данных табл. 2 и 3 показывает, что очень низкое значение K_1 (2,2), полученное для пород островов Тристан-да-Кунья, вряд ли будет значимым). Поскольку возрастание μ второй стадии обычно интерпретируется как результат возрастания содержаний U , а не обеднения Pb , следует сделать вывод, что уменьшение значения K второй стадии во многих вулканических областях обусловлено более значительным

Таблица 2. Сравнение отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ для первой стадии (μ_1 , K_1) и отношений $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (K_2) для второй стадии модели эволюции свинца в некоторых вулканических областях

Вулканическая область	Изохронный возраст, млн. лет	μ_1	K_1	K_2	Литературный источник
Азорские острова	0,09	8,15	4,5	1,7	[7]
Ньярагонго	0,47	8,23	4,0	5,0	[20]
Уолфиш, хр.	0,57	8,00	4,4	3,2	[25]
Гавайские острова	0,94	7,92	4,1	2,4	[55]
Атлантические					
БСОХ ¹	1,23	7,91	3,8	3,4	[7, 38]
Ахаггар	1,26	7,98	7,5	3,3	[64]
Исландия	1,26	7,89	4,1	2,8	[55]
Остров Росса	1,29	7,96	4,0	3,0	[55]
Остров Тринидад	1,36	7,94	2,4	5,5	[55]
Рейкьянес, хр.	1,46	7,97	4,3	3,5	[62]
Атлантические					
БСОХ ¹	1,66	7,89	3,5	3,9	[7, 38, 60, 61]
Тихоокеанские					
БСОХ	1,79	7,84	4,2	3,0	[7, 30, 38]
Канарские острова	1,79	7,86	4,1	3,2	[55]
Острова					
Тристан-да-Кунья	1,80	7,87	2,2	6,4	[7, 63]
Кергелен, хр.	2,22	7,93	2,5	4,8	[55]
Остров Реюньон	2,47	7,84	4,3	3,5	[55]

¹ Две серии данных приводятся для атлантических БСОХ, чтобы оценить влияние способа опробования на подсчитываемые параметры.

обогащением U по отношению к Th. Таким образом, можно заключить, что метасоматоз приводит к предпочтительному обогащению U по сравнению с Pb, а также Th метасоматизированных участков мантии (возможны и исключения, например Ньярагонго).

Современное фракционирование U и Th в мантии может быть изучено посредством сравнения значений K_{Th} и K_m в табл. 3. Отношения K_m обычно более высокие по сравнению с соответствующими отношениями K_{Th} (Стромболи,

срединно-океанические хребты и острова), но они могут иметь и меньшие значения (Вулькано, Вульканелло, Липари, Везувий, Этна). На рис. 3 приведен график отношений ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) — $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ для ряда очень молодых вулканов. Следует помнить, что $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} = K_m/K_{\text{Th}}$, т. е., если мантийный источник измеренного U находился в радиоактивном равновесии перед магмообразованием, значение отношений $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ больше единицы укажет на обогащение Th по отношению к U и наоборот. График рис. 3 предварительный, поскольку отношения $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ следует измерять в аликвотах одной и той же пробы, так как в природе оба отношения могут существенно меняться в пределах одного потока (например, на Везувии). Вместо этого график рис. 3 базируется на данных литературных источников. Однако, по видимому, действительно имеется тенденция обогащения Th и U при низких значениях отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, т. е. в условиях низкой фугитивности кислорода. В более окислительных ус-

Таблица 3. Сравнение измеренных средних отношений $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (K_m) со средними отношениями $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, подсчитанными по изотопным данным по Th (K_{Th}) и Pb (K_{Pb}) для исторических пород ряда районов

Вулканическая область	K_{Pb}	K_{Th}	K_m	Литературный источник
Стромболи	3,94	3,34	3,59	[41, 65]
Вулькано, Вульканелло,				
Липари	3,9—4,04	3,29	3,19	[41, 65]
Везувий	4,05	3,43	3,04	[18, 35]
Этна	3,85	3,17	3,00	[40, 66]
Тристан-да-Кунья	4,20	3,69	4,22	[7, 36]
Исландия А	3,85	3,22	3,7	[67, 68]
Исландия Б	3,8—3,9	2,55	3,2	[67, 68]
Азорские острова	3,8—3,9	2,60	3,79	[7, 36]
Гавайские острова	3,8—3,9	2,91	3,05	[38, 59, 59]
FAMOUS	3,8	2,46	3,05	[39, 61]
Гора Св. Елены	—	2,18	2,28	[42]

Примечание. Отношения K_{Th} подсчитываются из уравнения (2), а отношения K_{Pb} — делением нарастающего равенства $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ на соответствующее значение для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Поскольку магмы Исландии интерпретируются как производное двух компонентов [62, 67, 68], приведены два наиболее различающихся значения (А и Б) из опубликованных Кондоминесом и др. [68].

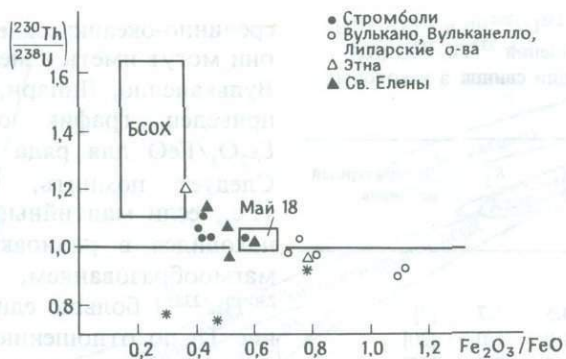


Рис. 3. Экспериментальная диаграмма зависимости $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ от $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ для вулканических пород нулевого возраста в различных геотектонических условиях. Квадрат, помеченный «Май 18», представляет собой продукты извержения горы Св. Елены 18 мая 1980 г. Магмы с отношением $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, превышающим единицу, более обогащены Th по сравнению с ураном и наоборот. В базальтах срединно-океанических хребтов и океанических островов устанавливается такое же обогащение Th (то же отмечается для о-вов Тристан-да-Кунья и Файал, образцы которых на диаграмму не нанесены, а также для неопубликованных данных автора). Окислительные условия, по-видимому, благоприятствуют обогащению ураном. Исключением из этого правила является Везувий, где при переносе U и Th действовали иные контролирующие факторы, нежели фугитивность кислорода.

ловиях U, по-видимому, извлекается более эффективно, чем Th. Это позволяет предполагать, что U мигрирует не в ионной форме, а в форме комплексных соединений.

Как $\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO})$, так и $\lg(\text{U}^{4+}/\text{U}^{5+})$ обнаруживают линейную корреляцию с $\lg P_{\text{O}_2}$ в магме [1, рис. 7]. Поскольку наклон этих корреляционных кривых очень близок, из рис. 7 [1] можно вывести следующую эмпирическую зависимость:

$$\lg(\text{U}^{4+}/\text{U}^{5+}) = \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}) - 0,85. \quad (4)$$

Данные рис. 3 могут быть снова нанесены на график как функция степени окисления U (рис. 4). В закономерном распределении точек на рис. 3 и 4 заметным исключением является Везувий. Возможно, миграция U и Th в породах Везувия контролировалась в основном галогенами, которые в больших количествах присутствуют в лавах Везувия [56]. Данные для островов Файал

и Тристан-да-Кунья (на рис. 3 и 4 они не нанесены) показывают отношения $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ больше единицы и подтверждают, что породы океанических областей предпочтительно обогащены Th по сравнению с U.

Следует отметить, что распределение точек на рис. 3 и 4 было бы чисто случайным, если бы в области источника данного вулканического материала к моменту магмообразования не существовали условия радиоактивного равновесия. Таким образом, закономерное распределение точек дает дополнительное косвенное доказательство, что в мантии к моменту плавления обычно существует радиоактивное равновесие.

Представляется таким образом, что как обогащение (привнос в метасоматических флюидах), так и обеднение (экстракция из магмы) обуславливают более низкие значения K в мантии (исключения, по-видимому, ограничиваются неко-

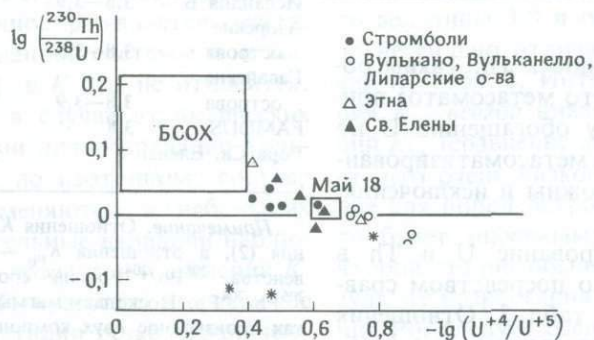


Рис. 4. Те же данные, что и на рис. 3, нанесенные в координатах $\lg(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$ — $\lg(\text{U}^{4+}/\text{U}^{5+})$. Значения $\lg(\text{U}^{4+}/\text{U}^{5+})$ получены на основе эмпирических зависимостей, установленных экспериментально Каласом [1] (см. текст).

торыми континентальными вулканическими породами на деструктивных окраинах плит, что отражает, вероятно, различие в характере флюидов, обогащающих источники). Вариации отношения K в мантии, таким образом, могут указывать как на обогащение, так и на обеднение ее и соответственно не являются однозначным геохимическим признаком.

Как говорилось выше, в лавах Везувия, Стромболи, Этны и горы Св. Елены содержится компонент (минеральная фаза) с более высоким содержанием изотопа Th (более низким значением K), чем в породе в целом. Поскольку большая часть Th в породе, вероятно, поступала в магму из промежуточной, метасоматически переработанной составляющей мантии, компонент с более низким значением K , по-видимому, поступал из обедненной ториумом, более стойкой к преобразованиям составляющей мантии, которая, возможно, прошла сложную историю с этапами обогащения-обеднения [16]. Эту историю лучше изучать по изотопам Sr и Nd, чем по Pb и Th, если возраст названных этапов будет подходящим.

«Парадокс свинца» и магмообразование в открытой системе

«Парадокс свинца» (как это определено Андерсоном [57]) заключается в том, что источники ряда вулканических комплексов (например БСОХ) обеднены КЛ-элементами по сравнению с хондритовыми метеоритами, а состав изотопов Sr и Nd в них свидетельствует об их истощении в течение длительного времени. В то же время они содержат те самые радиогенные изотопы Pb, которые располагаются правее геохроны на рис. 2. Андерсон [57] показал, что для решения этого противоречия можно эффективно использовать гипотезу смешения: он высказал предположение, что магмы, образующиеся из истощенного источника, могут смешиваться с различными количествами магм, образующихся из обогащенного участка мантии. Это объясняет различные кажущиеся противоречия.

Однако пример Ньирагонго представляет тот современный случай «свинцового парадокса», который трудно объяснить смешением магм. Здесь изотопные отношения Sr и Nd имеют значения, близкие к первичным (в сравнении с мете-

оритными породами), но отношения Pb характеризуются таким преобладанием радиогенного изотопа (в одном случае $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 62!$), что реально невозможно себе представить достаточно обширный участок мантии, способный поставлять такой свинец. Воллмер и Норри [20] высказали предположение, что возможной причиной более сложной эволюции в океанических базальтах систем U — Pb по сравнению с системами Rb — Sr и Sm — Nd является мантийный метасоматоз, обуславливающий резко ограниченное в пространстве сильное фракционирование урана от свинца. Другой трудностью при использовании концепции смешения магм является невозможность возникновения изотопного неравновесия по Th между минералами и вмещающими лавами без такового по Sr. Полагают, что имеющиеся данные можно объяснить с позиций магмообразования в метасоматизированной мантии в условиях открытой системы.

Модель, предложенная для Везувия [35], предполагает, что Th, U и Pb в больших количествах привносятся в магму флюидами, не содержащими Sr. Таким же путем в магму может поступать и Pb [35]. Если это так и флюиды отщепляются от промежуточной метасоматизированной составляющей мантии, то изотопный состав Sr, Nd, Pb и Th в магме должен быть обусловлен смешением двух различных источников — метасоматизированной и «устойчивой» (дометасоматической) составляющей мантии. Чёрч и Тацумото [30] предложили подобное объяснение для рядов отношений Pb/Pb в БСОХ. В этой современной модели Sr и Nd главным образом представляют неметасоматизированную составляющую мантии, а Pb и Th — метасоматизированную. Th и Pb в минералах представляют первый расплав, в котором «устойчивая» составляющая будет преобладать. Затем флюиды добавляют значительные количества Th, U, Ra и Pb из метасоматизированной промежуточной составляющей. Более высокие значения K_{Th} в последней представляют более примитивную составляющую; более низкие K_{Th} (в минералах) указывают на более сложную историю с этапами обогащения — обеднения «устойчивой» составляющей мантии, которую можно проследить по изотопам Sr и Nd. Важно отметить, что смешение расплавов, отщепляющихся при различной степени частичного плавления (как в интересной модели Ахерна и Тур-

котте [58]), хотя и очень эффективное, не может объяснить данных по неравновесию. Для их объяснения требуется вмешательство каких-то других флюидных фаз, так как только этим можно объяснить возникновение наблюдаемого фракционирования Ra и U.

Значения μ_1 , приведенные в табл. 2, сходны между собой, и это позволяет предполагать, что Pb во всех этих областях, вероятно, имел простую одностадийную историю. Обращает на себя внимание тот факт, что подобная интерпретация подходит для вулканических пород океанических островов, срединно-океанических хребтов и континентальных областей. Если Pb во всех этих вулканитах представляет в основном метасоматизированную составляющую мантии, то простая, одностадийная история Pb, предполагаемая по значениям μ_1 в табл. 2, должна предполагаться и для участка первичной мантии, где Pb эволюционировал до своей мобилизации процессами метасоматоза. Данные по возрастам, которые относятся к рядам вторичных Pb/Pb-отношений, будут означать, что метасоматоз представляет собой не равномерно-устойчивый процесс, а характеризуется пульсационной активностью. Уровень значений μ_2 , устанавливаемый по вторичным Pb-изохронам, возможно, обуславливается локально ограниченными изменениями степени проявления метасоматоза [20] и (или) возможными явлениями обеднения (плавление).

Чейс [55] при нанесении на диаграмму $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 1/\text{Pb}$ данных по Гавайским островам установил беспорядочное их распределение и интерпретировал это как доказательство неприменимости концепции смешения двух компонентов для этого региона. Автор полагает, что *крупномасштабное* смешение (т. е. смешение двух магм) действительно здесь исключается, однако *мелкомасштабное* смешение, которое может иметь место *внутри* порции магмы, не исключено. Положительной стороной предлагаемой модели, является то обстоятельство, что она, как это не удивительно, может быть проверена. Модель предсказывает (1), что Pb в выделенных из породы минералах должен находиться в изотопном неравновесии с Pb вмещающей породы; то же должно проследиваться и для Th, но не для Sr и Nd (эффект должен сильнее

проявляться в континентальных щелочных вулканических породах) и (2) что, поскольку предполагается поступление Pb и Th из одного и того же источника, а механизм их переноса весьма сходен, изотопный состав Pb должен коррелироваться с таковым для Th.

Заключение и выводы

1. Процессы метасоматоза широко проявлены в мантии и контролируют распределение в ней U, Th и Pb перед началом магмообразования.

2. Данные по радиоактивному неравновесию показывают, что магмообразование в открытой системе — процесс весьма быстрый, при котором Ra, U и Th в больших количествах извлекаются из мантийного источника, геохимически отличного от той фракции мантии, из которой образуется расплав (т. е. от источника породообразующих и менее подвижных элементов).

3. Поскольку обогащение магмы U, Th и Ra происходит столь быстро, концепция коэффициента распределения минерал — расплав (которая предполагает, что процесс магмообразования идет в закрытой системе) не применима для этих элементов на стадии магмообразования.

4. По всей вероятности, метасоматоз обычно обуславливает *увеличение* значений μ и *понижение* значений K в метасоматизированных участках мантии.

5. Магмообразование в районах океанических хребтов и островов, по-видимому, ведет к *понижению* значений K в мантийном источнике. Фракционирование U и Th в процессе магмообразования, вероятно, часто контролируется условиями фугитивности кислорода.

6. Главным источником U, Th, Ra и Pb в магме, возможно, является метасоматизированная составляющая мантии. В противовес этому главным источником Sr и Nd в магме представляется неметасоматизированная, «устойчивая» составляющая мантии. Если это так, «свинцовый парадокс» легко объясняется.

7. Предлагаемая здесь модель может быть проверена. Она предсказывает изотопное неравновесие по свинцу между минералами и породой в целом и корреляцию изотопных составов Pb и Th.

Постскрипtum

Предварительные данные, полученные Открытым университетом Великобритании по ряду минералов из пород Везувия, Этны и Стромболи, позволяют предполагать, что оба условия, предсказанные в рамках модели автора, установлены. Это подтверждает идею о том, что Pb и Th в вулканических породах формируются в результате смешения двух компонентов, отделившихся от изотопически различных источников. Однако необходимо провести дополнительные исследования, прежде чем данная модель

сможет использоваться в количественном аспекте.

Благодарности

Автор искренне благодарен Роналду Воллмеру, Энцо Локарди и Крису Хоксворту за критическое прочтение рукописи. Джулио Оттонелло указал на возможность изображения фракционирования Th и U в виде функции степени окисления U и сделал полезные замечания. За эту помощь автор выражает ему глубокую признательность.

Литература

1. Calas G. Etude expérimentale du comportement de l'uranium dans les magmas: états d'oxydation et coordinance. *Geochim. cosmochim. Acta*, 43, 1979, 1521—31.
2. Smith D.K. Uranium mineralogy. In *Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and resources*. De Vivo B. et al., eds. (London: IMM, 1984), 33—83.
3. Szalay S. and Sámsoni Z. Investigation of the leaching of uranium from crushed magmatic rocks. *Geochim. Int.*, 6, 1969, 613—23.
4. Hamilton E.I. The abundance and distribution of uranium in some oceanic, continental ultramafic inclusions and host basalts. *Chem. Geol.*, 16, 1975, 221—31.
5. Rich R.A., Holland H.D. and Peterson U. Hydrothermal uranium deposits (Amsterdam: Elsevier, 1977), 264 p.
6. Sun S.-S. and Nesbitt R.W. Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the Earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 1977, 429—48.
7. Sun S.-S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arcs. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A297, 1980, 409—45.
8. O'Nions R.K. and Pankhurst R.J. Early Archean rocks and geochemical evolution of the earth's crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 1978, 211—36.
9. Bailey D.K. Mantle metasomatism — continuing chemical change within the earth: *Nature, Lond.*, 296, 1982, 525—30.
10. Lloyd F.E. and Bailey D.K. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. *Phys. Chem. Earth*, 9, 1975, 389—416.
11. Boettcher A.L. et al. Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkali basalts. In the mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. Boyd F.R. and Meyer H.O.A., eds. (Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1979), 173—82. (Proc. 2nd Int. Kimberlite Conf., vol. 2).
12. Erlank A.J. et al. Mantle heterogeneity beneath southern Africa: evidence from the volcanic record. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A297, 1980, 296—307.
13. Erlank A.J. et al. Chemical and isotopic characterization of upper mantle metasomatism in peridotite nodules from the Bultfontein kimberlite. *Terra cognita*, 2, 1982, 261—3.
14. Sutherland F.L. and Hollis J.D. Mantle-lower crust petrology from inclusions in basaltic rocks in Eastern Australia — an outline. *J. Volc. geotherm. Res.*, 14, 1982, 1—29.
15. Menzies M. and Murthy V.R. Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 1980, 323—34.
16. Menzies M. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas; evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. In *Continental basalts and mantle xenoliths*. Hawkesworth C.J. and Norry M.J., eds. (London: Shiva Publications, 1983), 92—110.
17. Hawkesworth C.J. and Vollmer R. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, 1979, 151—65.
18. Vollmer R. and Hawkesworth C.J. Lead isotopic composition of the potassic rocks from Roccamonfina (South Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 1980, 91—101.
19. Menzies M. and Murthy V.R. Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. *Nature, Lond.*, 283, 1980, 634—6.
20. Vollmer R. and Norry M.J. Unusual isotopic variations in Nyiragongo nephelinites. *Nature, Lond.*, 301, 1983, 141—3.

21. *Menzies M. and Murthy V.R.* Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas — isotopic evidence. *Am. J. Sci.*, 280A, 1980, 622—38.
22. *Wass S.Y. and Rogers N.W.* Mantle metasomatism — precursor to continental alkaline volcanism. *Geochim. cosmochim. Acta*, 44, 1980, 1811—23.
23. *Hawkesworth C.J. et al.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. *Nature, Lond.*, 280, 1979, 28—31.
24. *Schilling J.-G., Bergeron M.B. and Evans R.* H₂O in the mantle beneath the North Atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A297, 1980, 147—78.
25. *Richardson S.H. et al.* Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 1982, 327—42.
26. *Haines E.L. and Zartman R.E.* Uranium concentration and distribution in six peridotite inclusions of probable mantle origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 1973, 45—53.
27. *Zartman R.E. and Tera F.* Lead concentration and isotopic composition in five peridotite inclusions of probable mantle origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 1973, 54—66.
28. *Wyllie P.J.* The origin of kimberlite. *J. geophys. Res.*, 85, 1980, 6902—10.
29. *Spera F.J.* Carbon dioxide in igneous petrogenesis: II. Fluid dynamics of mantle metasomatism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 77, 1981, 56—65.
30. *Church S.E. and Tatsumoto M.* Lead isotope relations in oceanic ridge basalts from the Juan de Fuca-Gorda ridge area, N.E. Pacific Ocean. *Contr. Mineral. Petrol.*, 53, 1975, 253—79.
31. *Gast P.W.* Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. cosmochim. Acta*, 32, 1968, 1057—86.
32. *Bailey D.K. and McDonald R.* Fluorine and chlorine in peralkaline liquids and the need for magma generation in an open system. *Mineralog. Mag.*, 40, 1975, 405—14.
33. *Bailey D.K.* Continental rifting and mantle degassing. In *Petrology and geochemistry of continental rifts*. Neumann E.-R. and Ramberg I.B., eds. (Dordrecht: Reidel, 1978), 1—13.
34. *Somayajulu B.L.K. et al.* Disequilibrium of the ^{238}U series in basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 1966, 387—91.
35. *Capaldi G., Cortini M. and Pece R.* The isotopes at Vesuvius: evidence for open-system behavior of magma-forming processes. *J. Volc. geotherm. Res.*, 14, 1982, 246—60.
36. *Oversby V.M. and Gast P.W.* Lead isotope compositions and uranium decay series disequilibrium in recent volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 1968, 199—206.
37. *Condomines M.* Etude chronologique et géochimique du volcanisme récent du Costa Rica à l'aide du déséquilibre radioactif ^{230}Th — ^{238}U . Third cycle thesis, University of Paris, 1974, 69 p.
38. *Tatsumoto M.* Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 1978, 63—87.
39. *Condomines M., Morand P. and Allègre C.J.* ^{230}Th — ^{238}U radioactive disequilibria in tholeiites from the FAMOUS zone (Mid-Atlantic Ridge, 36°50'N): Th and Sr isotopic geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 1981, 247—56.
40. *Capaldi G. et al.* Short-lived radioactive disequilibria in freshly erupted volcanic rocks and their implications for the preeruption history of a magma. *J. geophys. Res.*, 81, 1976, 350—8.
41. *Capaldi G., Cortini M. and Pece R.* U and Th decay series disequilibria in historical rocks from the Eolian islands (Tyrrhenian sea). *Isotope Geosci.*, 1, 1983, 39—55.
42. *Bennett J.T. et al.* The uranium and thorium decay series nuclides in Mt. St. Helens effusives. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, 1982, 61—69.
43. *Krishnaswami S., Bennett T.J. and Turekian K.K.* Uranium and thorium decay series nuclides in Hawaiian basalts. *EOS*, 63, 1982, 1138. (Abstract.)
44. *Capaldi G. et al.* U and Th distribution in sedimentary rocks from the Campanian Apennines. An evidence against an external source for the Ra excess of Vesuvius lavas. *Periodico Miner.*, 49, 1980, 45—55.
45. *Allègre C.Y.* ^{230}Th dating of volcanic rocks: a comment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 1968, 209—210.
46. *Allègre C.J. and Condomines M.* Fine chronology of volcanic processes using ^{238}U — ^{230}Th systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 1976, 396—406.
47. *Condomines M. and Allègre G.J.* Age and magmatic evolution of Stromboli volcano from ^{230}Th — ^{238}U disequilibrium data. *Nature, Lond.*, 288, 1980, 354—7.
48. *Condomines M. et al.* Magmatic evolution of a volcano studied by ^{230}Th — ^{238}U disequilibrium and trace elements systematics: the Etna case. *Geochim. cosmochim. Acta*, 46, 1982, 1397—416.
49. *Capaldi G. and Pece R.* On the reliability of the ^{230}Th — ^{238}U dating method applied to young volcanic rocks. *J. Volc. geotherm. Res.*, 1, 1981, 367—72.
50. *Gillot P.Y. and Villari L.* K/Ar geochronological data on the Aeolian arc volcanism. A preliminary report. *Publ. Istit. int. Vulc.*, no. 145, 1982.
51. *Rose W.I., Jr. and Bornhorst T.J.* Uranium and thorium in selected Quaternary volcanic rocks of Guatemala and Sumatra: evidence for uranium redistribution. In *Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks*. Goodell P.C. and Waters A.C., eds. *AAPG Studies Geol.* no. 13, 1981, 13—21.

52. Cortini M. and Hermes O.D. Sr isotopic evidence for a multisource origin of the potassic magmas in the Neapolitan area (S. Italy), Contrib. Mineral. Petrol., 77, 1981, 47—55.
53. Allègre C.J. and Condomines M. Basalt genesis and mantle structure studied through Th-isotopic geochemistry, Nature, Lond., 299, 1982, 21—4.
54. Faure G. Principles of isotope geology (New York: Wiley, 1977), 464 p.
55. Chase C.G. Oceanic island Pb: two-stage histories and mantle evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 52, 1981, 277—84.
56. Baldrige W.S., Carmichael I.S.E. and Albee A.L. Crystallization paths of leucite-bearing lavas: examples from Italy. Contrib. Miner. Petrol., 76, 1981, 321—35.
57. Anderson D.L. Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing. Earth Planet. Sci. Lett., 57, 1982, 1—12.
58. Ahern J.L. and Turcotte D.L. Magma migration beneath an oceanic ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 45, 1979, 115—22.
59. Condomines M., Bernat M. and Allègre C.J. Evidence for contamination of recent Hawaiian lavas from ^{230}Th — ^{238}U data. Earth Planet. Sci. Lett., 33, 1976, 122—5.
60. Dupré D. and Allègre C.J. Pb—Sr—Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle. Nature, Lond., 286, 1980, 17—22.
61. Dupré D. et al. Limitations of the scale of mantle heterogeneities under oceanic ridges. Nature, Lond., 295, 1981, 552—4.
62. Sun S.-S. Tatsumoto M. and Schilling J.-G. Mantle plume mixing along the Reykjanes Ridge axis: lead isotopic evidence. Science, 190, 1975, 143—7.
63. Cohen R.S. and O'Nions R.K. Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. Earth Planet. Sci. Lett., 61, 1982, 73—84.
64. Allègre C.J. et al. The subcontinental versus suboceanic debate, I. Lead-neodymium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area: the Ahaggar volcanic suite. Earth Planet. Sci. Lett., 52, 1981, 85—92.
65. Cortini M. Aeolin island arc (South Tyrrhenian sea) magma heterogeneities in historical lavas: Sr and Pb isotopic evidence. Bull. Volc., 44, 1981, 711—22.
66. Carter S.R. and Civetta L. Genetic implications of the isotope and trace element variations in the Eastern Sicilian volcanics. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 1977, 168—180.
67. Sun S.-S. and Jahn B. Lead and strontium isotopes in post-glacial basalts from Iceland. Nature, Lond., 255, 1975, 527—30.
68. Condomines M. et al. ^{230}Th — ^{238}U disequilibria in historical lavas from Iceland. Earth Planet. Sci. Lett., 55, 1981, 393—406.

Перенос и отложение урана в гидротермальных системах при температурах до 300 °С: приложение к геологии

Сэмюель Б. Ромбергер

Многие геологи полагают, что определенные урановые месторождения, по-видимому, образовались при повышенных температурах в присутствии водных флюидов. В природе такие месторождения могут изменяться от типично жильных и выполнения трещин до месторождений в метаморфических комплексах с проявлением различного структурного контроля. Изучение флюидных включений и соотношений стабильности минералов показывает, что эти месторождения формировались при температурах до 300 °С. Цель настоящей статьи заключается в том, чтобы наметить в общих чертах физико-химические условия, при которых уран подвижен, рассмотреть, как он переносится, и определить возможный механизм его осаждения. Для оценки относительной стабильности различных комплексов урана в гидротермальных растворах до 300 °С были использованы термодинамические данные. В дальнейшем рассчитывались условия, при которых различные водные и твердые урановые соединения стабильны в зависимости от окислительного потенциала (фугитивности кислорода f_{O_2}) и рН. Стабильность урановых соединений и минералов сопоставлялась с таковой для минералов зон изменения и жильных минералов, обычно ассоциирующихся с урановой минерализацией. Эти природные ассоциации затем использовались для определения условий и возможного механизма рудообразования.

Достоверность приводимых фазовых диаграмм зависит от точности данных, использованных для их построения. Но даже при возможной ошибке в абсолютном положении границ стабильности диаграммы вполне приемлемы для оконтуривания относительной стабиль-

ности минералов. Следовательно, имеется возможность по минеральным ассоциациям оценить приблизительный состав растворов и сделать предположение об относительном изменении их параметров. Поскольку качественных термодинамических данных для урановых соединений недостаточно, для расчета равновесий при высоких температурах использовалось обычное уравнение Вант-Гоффа. Ошибка, возникавшая при таком приближении, увеличивалась с ростом температуры.

Обстановка минералообразования

В первом приближении может быть принято, что уран переносится в окисленном состоянии U^{6+} и нерастворим в состоянии U^{4+} . Минерализующие растворы могут возникнуть из метеорных и формационных вод и флюидов, освобожденных в ходе метаморфизма, а также из флюидов, выделившихся при магматических процессах. Уран и ассоциирующиеся с ним металлы не обязательно должны происходить из кристаллизующейся магмы, а могут быть извлечены из пород, через которые минерализующие растворы мигрировали.

В общем виде (рис. 1) минерализующая система состоит из обстановки среды мобилизации, или пород источника, обстановки среды переноса и обстановки среды отложения. В последней уран может быть рассеян или сконцентрирован в зависимости от физических и химических особенностей среды осаждения. Природа каждой части системы зависит от состава других ее частей. Например, механизм осаждения в обстановке отложения будет зависеть от того, как уран переносится. В свою очередь перенос может зависеть от наличия подходящих комплексообразующих агентов в среде источника. Из рис. 1 следует, что переносу урана благоприятствуют системы с относительно высокой активностью электронов и протонов, что равносильно предположению о растворимости урана в кислой окислительной среде. Следовательно, качественно осаждению урана должны способствовать восстановление и (или) увеличение рН транспортирующих растворов.

Среди специалистов, занимающихся геологией урана, предметом широкого обсуждения был вопрос об источнике урана и ассоциирующихся с ним элементов. С позиций классической, долгое время преобладавшей точки зрения, согласно которой металлы и другие компоненты гидротермальных месторождений были извлечены из диф-

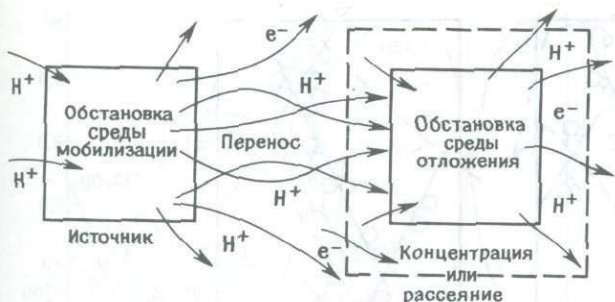


Рис. 1. Схема обстановки минерализации для урановых месторождений.

ференцирующихся силикатных магм, невозможно объяснить образование месторождений, не связанных с изверженными породами. Альтернативным источником металлов для этих месторождений могут быть породы, через которые проходят растворы (рис. 2). В породах, являющихся адекватным источником урана и других компонентов, подлежащее переносу вещество должно быть в мобильной или растворимой форме, а растворы должны иметь доступ к этому веществу. Необходимая для этого проницаемость пород может быть первичной, как, например, в грубозернистых конгломератах и песчаниках, однако чаще она вторичная, т. е. является результатом трещинообразования или растворения, как, например, в случае формирования карста в карбонатных осадочных породах.

Металлы, связанные в кристаллической структуре породообразующих или аксессуарных минералов, не будут находиться в легко извлекаемой растворами форме. Эти минералы должны подвергнуться некоторым изменениям, в ходе которых желаемые компоненты могут быть освобождены из кристаллической решетки. На рис. 3 схематически показано, что различными

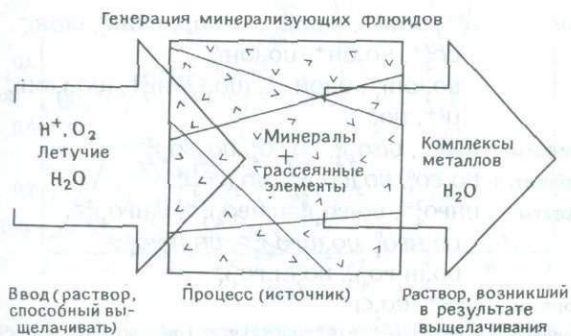


Рис. 2. Схема генерации минерализующих растворов в обстановке мобилизации.

процессами перекристаллизации примесные элементы могут быть перемещены в доступные позиции, где они уже не войдут в состав новых минералов. Такие перемещения могут происходить при метаморфизме и гидротермальном изменении. Металлы же, растворенные в вулканическом стекле, высвобождаются и при девитрификации. Однако основное перераспределение металлов обусловлено не этими процессами. После того как металлы высвобождаются из кристаллической решетки, они быстро соосаждаются с различными вторичными оксидами или адсорбируются на них и вторичных глинистых минералах. Такие слабо удерживаемые металлы могут быть растворены слабокислыми окисляющими растворами. Уран легко может быть мобилизован также нейтральными до щелочных растворами при существенно карбонатном комплексообразовании. Источником комплексобразующих агентов могут быть сами растворы или породы, через которые они фильтруются. Процесс, при котором уран, рассеянный в породах, может быть сконцентрирован в благоприятных структурах, схематически представлен на рис. 4. В рассмотренном случае предполагается, что комплексобразующим агентом, ответственным за перенос урана, был фторид, также рассеянный в породах источника. Мобилизация урана управляется трещинно-индуцированной проницаемостью. Уран, мобилизованный растворами, проникавшими по трещинам, может быть осажден в результате соответствующих изменений физико-химических условий системы.

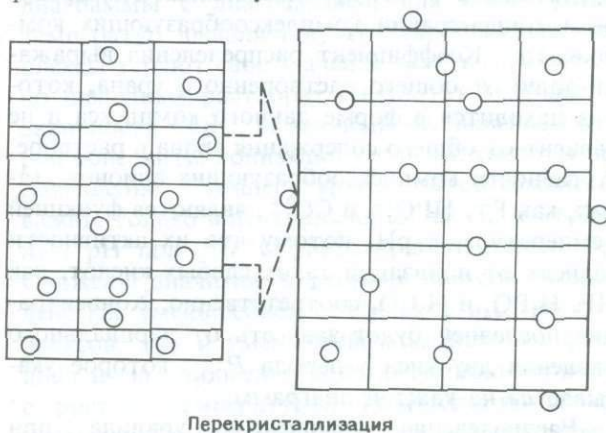


Рис. 3. Схема высвобождения примесных компонентов из породообразующих и аксессуарных минералов при метаморфизме или гидротермальном изменении с адсорбцией освобожденных металлов на обменноспособных позициях в глинах или вторичных оксидах.

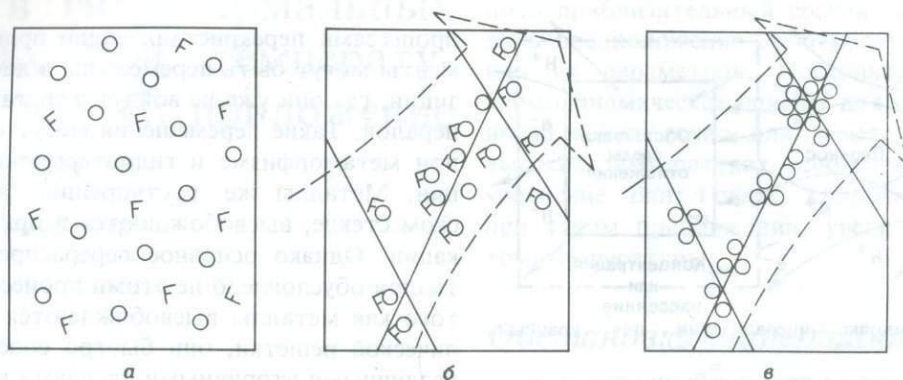


Рис. 4. Схема процесса, при котором уран может быть мобилизован из вмещающих пород и сконцентрирован в минерализованных структурах в ходе гидротермальной деятельности. а — первично рассеянные уран и фтор; б — мобилизация урана и фтора флюидами; в — концентрация урана в трещинах.

Перенос урана

Для того чтобы определить механизм переноса урана, необходимо оценить количественно различные комплексы, которые он образует. В табл. 1 приведен список известных комплексов, возникающих между встречающимися в природе различными комплексообразующими агентами и U^{4+} и U^{6+} . Известно около 43 возможных комплексов, относительная важность которых зависит от температуры и состава водных растворов. В дальнейшем комплексы четырехвалентного урана не обсуждаются по причине их низкой растворимости.

Относительная стабильность различных уранильных комплексов оценивается с использованием диаграмм в координатах коэффициент распределения α — pH при постоянных температуре и концентрации комплексообразующих компонентов. Коэффициент распределения выражает долю от общего растворенного урана, которая находится в форме данного комплекса и не зависит от общего содержания урана в растворе. Активности комплексообразующих анионов, таких, как F^- , HPO_4^{2-} и CO_3^{2-} , являются функцией температуры и pH, потому что их активности зависят от ионизации таких слабых кислот, как HF, H_3PO_4 и H_2CO_3 соответственно. Концентрация последней будет зависеть от парциального давления двуокиси углерода P_{CO_2} , которое указывается на каждой диаграмме.

Распределение комплексов уранила при $100^\circ C$ в растворе, содержащем 10 млн^{-1} фтора, 100 млн^{-1} сульфата и 1 моль NaCl при $P_{CO_2} = 0,1 \text{ атм}$, показано на рис. 5; нейтральный pH при этой температуре равен 6,1. В ще-

лочной области доминируют уранил-дикарбонатный (УДК) и уранил-трикарбонатный (УТК) комплексы. В области низких значений pH встречается ряд комплексов, но фторидные преобладают даже при столь низких концентрациях фтора. Хлоридные и сульфатные комплексы и при относительно высоких концентрациях этих анионов проявлены слабо. Напротив, гидроксидные комплексы вполне стабильны и проявлены в нейтральной области, несмотря на весьма низкую активность гидроксил-иона. Знание природы урановых комплексов очень важно, так как реакции, ответственные за осаждение урана, будут зависеть от механизма его переноса. На рис. 6 показано распределение комплексов уранила в растворах, сходных с приведенными на рис. 5, за исключением того, что добавлено

Таблица 1. Список известных комплексов, образуемых уранилом и четырехвалентным ураном с различными анионами

H_2O :	U^{4+} , UOH^{3+} , $U(OH)_2^{2+}$, $U(OH)_3^+$, $U(OH)_4^0$, $U(OH)_5^-$, UO_2^{2+} , UO_2OH^+ , $UO_2(OH)_2^0$, $UO_2(OH)_3^-$, $U_2(OH)_3^{3+}$, $(UO_2)_2(OH)_2^{2+}$, $(UO_2)_3(OH)_5^+$, U^{3+} , UO_2^+
Сульфаты:	USO_4^{2+} , $U(SO_4)_2^0$, $UO_2SO_4^0$, $UO_2(SO_4)_2^{2-}$
Карбонаты:	$UO_2CO_3^0$, $UO_2(CO_3)_2^{2-}$, $UO_2(CO_3)_3^{4-}$
Фосфаты:	$UHPO_4^{2+}$, $U(HPO_4)_2^0$, $U(HPO_4)_3^{2-}$, $U(HPO_4)_4^{4-}$, $UO_2HPO_4^0$, $UO_2(HPO_4)_2^{2-}$, $UO_2H_2PO_4^+$, $UO_2(H_2PO_4)_2^0$, $UO_2(H_2PO_4)_3^+$
Хлориды:	UCl^{3+} , UO_2Cl^+
Фториды:	UF^{3+} , UF_2^{2+} , UF_3^+ , UF_4^0 , UF_5^- , UF_6^{2-} , UO_2F^+ , $UO_2F_2^0$, $UO_2F_3^-$, $UO_2F_4^{2-}$

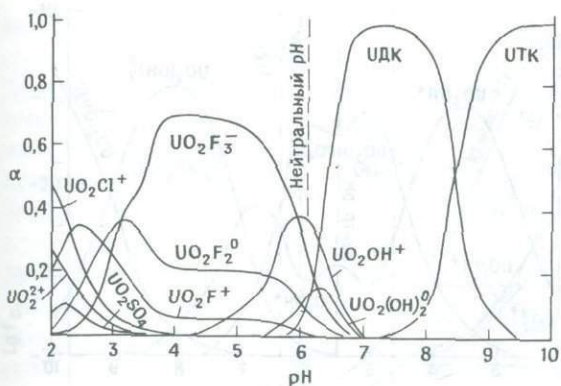


Рис. 5. Диаграмма распределения комплексов уранила при 100 °С в растворах, содержащих 10 млн⁻¹ F, 100 млн⁻¹ SO₄ и 1 моль NaCl, при P_{CO₂} = 0,1 атм.

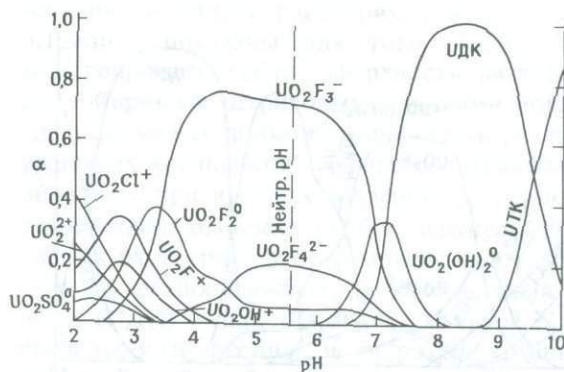


Рис. 7. Диаграмма распределения комплексов уранила при 200 °С в растворах, содержащих 100 млн⁻¹ F, 100 млн⁻¹ SO₄ и 1 моль NaCl, при P_{CO₂} = 1 атм.

0,1 млн⁻¹ фосфора, а P_{CO₂} увеличено до 1 атм. Хорошо видна важность фосфатного комплекса в нейтральной области даже при таких низких концентрациях фосфора. Следовательно, на определенных гидротермальных урановых месторождениях, таких, которые содержат также фосфатные минералы, например апатит, активность фосфора была, вероятно, достаточной для переноса урана в виде фосфатного комплекса.

На рис. 7 показано распределение комплексов уранила при 200 °С в растворах, содержащих 100 млн⁻¹ фтора, 100 млн⁻¹ сульфата и 1 моль NaCl при P_{CO₂} = 1 атм. Соотношения в целом сходны с наблюдаемыми при 100 °С, за исключением сдвига карбонатных комплексов в область более высоких значений pH. Нейтральный pH при 200 °С равен 5,6. Из-за буферизирующей

способности пород большинство гидротермальных растворов имеет значение pH в пределах двух единиц по обе стороны от нейтральной границы. Следовательно, фтор-комплексы выступают как наиболее важные в растворах этого состава. На рис. 8 показано распределение комплексов уранила в растворах, по составу близких к приведенным на рис. 7, за исключением того, что добавлено 1 млн⁻¹ фосфора, а количество SO₄ увеличено в 10 раз. В этих условиях фосфатные комплексы преобладают в слабощелочных растворах.

На рис. 9 показано распределение комплексов уранила при 300 °С в растворах, содержащих 100 млн⁻¹ фтора, 1000 млн⁻¹ сульфата и 1 моль NaCl при P_{CO₂} = 10 атм. При сравнении этой диаграммы с диаграммами для более низких температур выявляется, что карбонатные комплексы теряют свое значение даже в относительно щелочных растворах (результат уменьшения активности CO₃²⁻, вызванный уменьшением второй константы ионизации угольной кислоты при повышении температуры). Фтор-комплексы важны только в нейтральной области; нейтральный pH при 300 °С равен приблизительно 5,5. Снижение значимости фтор-комплексов обусловлено как уменьшением стабильности самих комплексов, так и уменьшением активности фтор-иона из-за понижения константы ионизации HF с ростом температуры. Гидроксид-комплексы преобладают над другими в широком интервале pH даже в кислой области вследствие увеличения стабильности уранил-гидроксидных комплексов с ростом температуры, в то время как

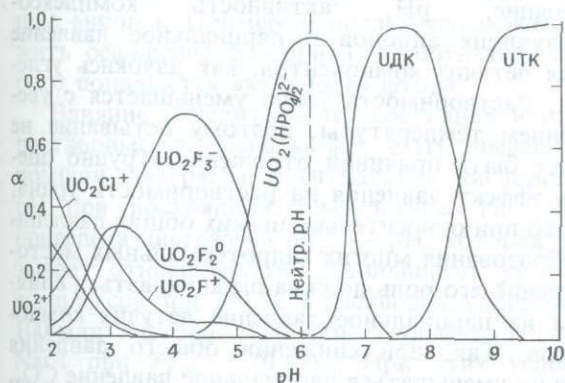


Рис. 6. Диаграмма распределения комплексов уранила при 100 °С в растворах, содержащих 10 млн⁻¹ F, 100 млн⁻¹ SO₄, 0,1 млн⁻¹ P и 1 моль NaCl при P_{CO₂} = 1 атм.

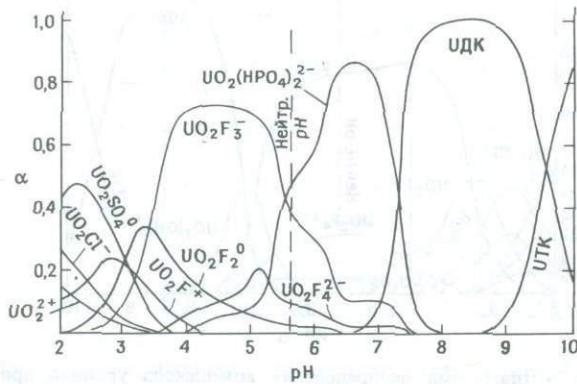


Рис. 8. Диаграмма распределения комплексов уранила при 200 °С в растворах, содержащих 100 млн⁻¹ F, 1000 млн⁻¹ SO₄, 1 млн⁻¹ P и 1 моль NaCl при P_{CO₂} = 1 атм.

наличие других комплексообразующих анионов уменьшается. На рис. 10 показано распределение комплексов уранила в таких же растворах, как и на рис. 9, но с добавлением 1 млн⁻¹ фосфора и концентрацией фтора, пониженной до 10 млн⁻¹. И снова выявляется важность фосфатных комплексов в нейтральных растворах.

Итак, преобладание в гидротермальных растворах тех или иных комплексных соединений урана зависит от концентраций комплексообразующих анионов, а концентрация последних в свою очередь — от температуры и pH. Выявляется, что во многих урановых минерализующих системах большое значение имеет активность фтора, на что указывает и распространенность флюорита и других фторсодержащих минералов. В таких системах фтор-уранильные ком-

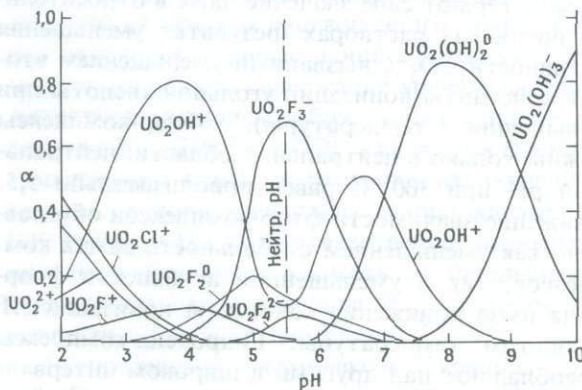


Рис. 9. Диаграмма распределения комплексов уранила при 300 °С в растворах, содержащих 100 млн⁻¹ F, 1000 млн⁻¹ SO₄ и 1 моль NaCl при P_{CO₂} = 10 атм.

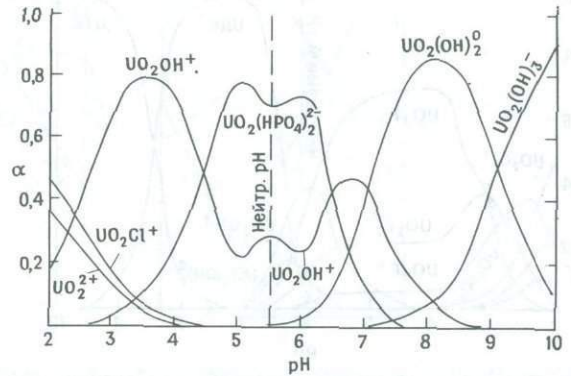


Рис. 10. Диаграмма распределения комплексов уранила при 300 °С в растворах, содержащих 10 млн⁻¹ F, 1000 млн⁻¹ SO₄, 1 млн⁻¹ P и 1 моль NaCl при P_{CO₂} = 10 атм.

плексы должны преобладать в растворах от кислых до нейтральных. Карбонатные комплексы доминируют в щелочных растворах при низких температурах, но с ростом температуры их роль уменьшается. Фосфатные комплексы могут иметь значение в близких к нейтральным растворах, в которых присутствует по крайней мере 0,1 млн⁻¹ фосфата. С ростом температуры увеличивается роль гидроксидных комплексов. При температурах 300 °С и выше гидроксидные комплексы могут быть единственными растворимыми урановыми соединениями.

Механизмы отложения

На растворимость урана в гидротермальной системе могут оказывать влияние следующие факторы: температура, давление, окислительное состояние, pH, активность комплексообразующих анионов и парциальное давление таких летучих компонентов, как двуокись углерода. Растворимость урана уменьшается с увеличением температуры, поэтому остывание не может быть причиной отложения. Трудно оценить эффект давления на растворимость урана, однако при относительно низких общих давлениях образования многих гидротермальных месторождений его роль должна ограничиваться влиянием на парциальное давление летучих компонентов. Так, при снижении общего давления должно уменьшаться парциальное давление CO₂, а следовательно, и активность доступного для комплексообразования с ураном карбонат-иона. При падении давления может увеличиваться и

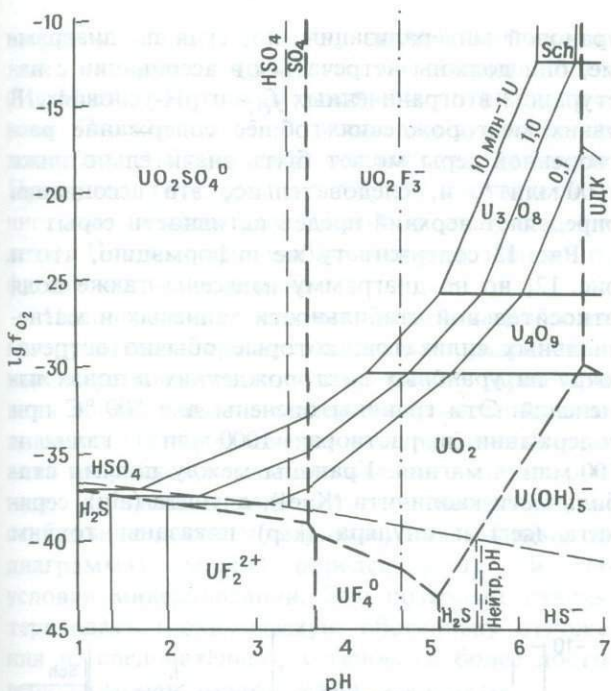


Рис. 11. Диаграмма $\lg f_{O_2}$ — pH, показывающая распределение комплексов уранила и четырехвалентного урана и растворимость оксидов урана при 200 °C в растворах, содержащих 100 млн^{-1} F, 1000 млн^{-1} S и 1 моль NaCl при $P_{CO_2} = 10$ атм (объяснение см. в тексте).

pH из-за потери кислотных летучих компонентов. Хорошим механизмом понижения парциального давления летучих компонентов может быть вскипание. Другие причины, которые могут приводить к уменьшению активности комплексообразующих анионов, связаны с разбавлением гидротермальных растворов и осаждением жильных минералов, содержащих соответствующие анионы. Примером последнего может служить осаждение флюорита, в результате которого понижается активность фтора.

Влияние окислительного состояния и pH на растворимость урана может быть оценено при помощи диаграмм фугитивность кислорода — pH при постоянной температуре. На рис. 11 приведена диаграмма $\lg f_{O_2}$ — pH, которая показывает относительную стабильность урановых комплексов при 200 °C в растворах, содержащих 100 млн^{-1} фтора, 1000 млн^{-1} сульфата и 1 моль NaCl при $P_{CO_2} = 10$ атм. При этих условиях была подсчитана растворимость оксида урана, исходя из растворимости различных его ком-

плексов. Контуры растворимости в 10 , $1,0$ и $0,1 \text{ млн}^{-1}$ показаны для того, чтобы продемонстрировать тренд поверхности растворимости. Жирными штриховыми линиями показаны границы между полями стабильности различных урановых комплексов. Комплексы уранила преобладают при высоких значениях f_{O_2} ; при этом сульфатный комплекс играет важную роль в кислых растворах, фтор-комплекс — в слабокислых до слабощелочных, а карбонатный комплекс (УДК) — при значениях pH выше 7. Поля стабильности фторид- и гидроксид-комплексов четырехвалентного урана расположены в области низких значений f_{O_2} . Тонкими штриховыми линиями обозначены границы между полями преобладания водных соединений серы; штрихпунктирная линия отделяет поля преобладания HF и F^- .

На диаграмме показаны оксиды урана трех различных составов, однако природные фазы обычно состоят из твердых растворов с варьирующим соотношением U/O. Ясно, что это соотношение должно быть функцией f_{O_2} и уменьшаться с уменьшением f_{O_2} . Поле стабильности скупита (Sch) показано справа сверху (рис. 11). Фазовые соотношения свидетельствуют о том, что уран растворим в широком диапазоне значений f_{O_2} и pH в кислой окислительной области. Осаждение оксида урана должно происходить, если состав транспортирующих растворов изменяется сверху слева вниз направо или в ходе восстановления и увеличения pH. Из-за различных наклонов сегментов контуров растворимости относительная роль восстановления и увеличения pH в содействии осаждению будет зависеть от того, откуда транспортирующие растворы исходят на диаграмме и как уран переносится. При высоких значениях pH, где доминируют карбонатные комплексы, восстановление — единственный геологически приемлемый механизм отложения, в то время как за переход щелочных растворов в более кислые могут быть ответственны несколько процессов.

На рис. 12 показана диаграмма, сходная с приведенной на рис. 11, но для упрощения в ней убраны границы между водными соединениями и жирными штриховыми линиями обозначены поля стабильности твердых и воднорастворенных соединений железа, содержание которого в растворе составляет 10 млн^{-1} . Железо должно

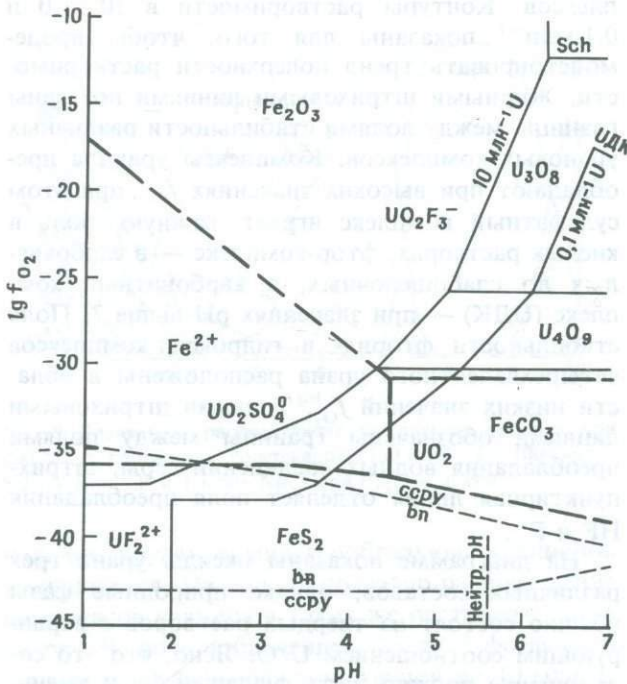


Рис. 12. Диаграмма $\lg f_{O_2}$ — pH, показывающая распределение комплексов уранила, растворимость оксидов урана, распределение фаз железа и относительную стабильность халькопирита и борнита при 200 °C в водной системе, содержащей 10 млн⁻¹ Fe, 100 млн⁻¹ F, 1000 млн⁻¹ S и 1 моль NaCl при $P_{CO_2} = 10$ атм (объяснение см. в тексте).

переноситься при f_{O_2} и pH-условиях, соответствующих границам поля Fe^{2+} . При высоких значениях f_{O_2} должен отлагаться гематит, в восстановительных условиях должен быть стабильным пирит, а при промежуточных значениях f_{O_2} и в растворах от слабых до щелочных — сидерит. Эти соотношения показывают, что если принять содержание урана в транспортирующих растворах от 0,1 до 10 млн⁻¹, то оксиды урана могут быть отложены совместно с различными минералами железа. Это соотношение может быть весьма полезным при восстановлении условий осаждения урана (см. ниже).

Границы, разделяющие поля относительной стабильности борнита (bn) и халькопирита (cspy), показаны тонкими штриховыми линиями. Поле стабильности борнита уменьшается с уменьшением концентрации растворенной серы; на рис. 12 общее содержание серы составляет 1000 млн⁻¹. Халькопирит и пирит обычны для

урановой минерализации, но, судя по диаграмме, они должны встречаться в ассоциации с настураном в ограниченных f_{O_2} - и pH-условиях. В таких месторождениях общее содержание растворенной серы может быть значительно ниже 1000 млн⁻¹, и, следовательно, эта ассоциация определяет верхний предел активности серы.

Рис. 13 содержит ту же информацию, что и рис. 12, но на диаграмму нанесены также поля относительной стабильности калиевых и магниевых силикатов, которые обычно встречаются на урановых месторождениях в зонах изменений. Эти границы оценены для 200 °C при содержании в растворах 1000 млн⁻¹ калия и 100 млн⁻¹ магния. Границы между полями стабильности каолинита (Kaol), алунита (alu), серицита (ser) и адуляра (ksp) показаны тонким

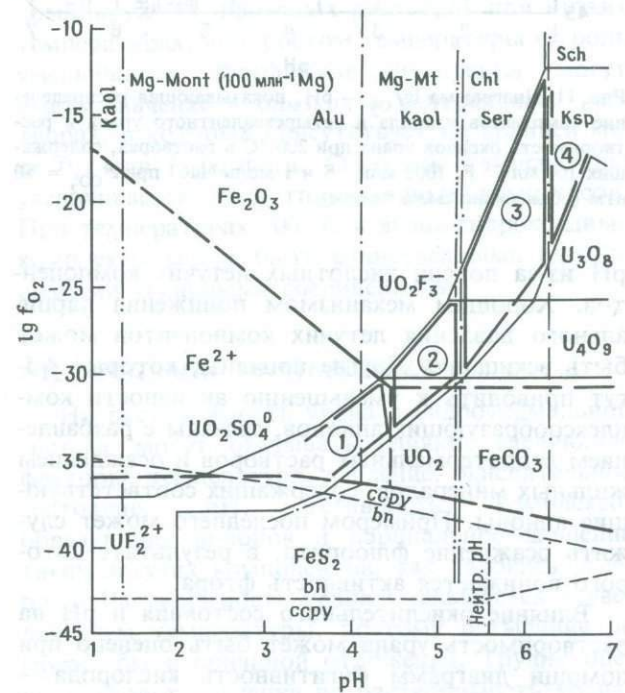


Рис. 13. Диаграмма $\lg f_{O_2}$ — pH, показывающая распределение комплексов уранила, растворимость оксидов урана, распределение фаз железа, относительную стабильность халькопирита и борнита и относительную стабильность калиевых и магниевых силикатов при 200 °C в водной системе, содержащей 10 млн⁻¹ Fe, 100 млн⁻¹ F, 1000 млн⁻¹ S, 1000 млн⁻¹ K, 100 млн⁻¹ Mg и 1 моль NaCl при $P_{CO_2} = 10$ атм (объяснение см. в тексте).

штрихпунктиром, а между полями магнезиальных хлорита (chl) и монтмориллонита (Mg-Mont) — тонким двойным штрихпунктиром. Положение этих границ, по существу, не меняется с изменением активности катионов. Принято, что хлорит по составу соответствует чисто магнезиальному конечному члену (без железа). Поэтому его стабильность не зависит от фугитивности кислорода.

Использование диаграмм в связи с проблемами рудогенеза требует тщательно разработанных парагенезисов, для того чтобы гарантировать когенетичность минералов в частных ассоциациях. Путем сравнения минеральных ассоциаций на урановом месторождении, включая рудные, жильные и минералы зон изменений, со стабильными соотношениями, показанными на диаграммах, можно определить f_{O_2} - и pH-условия минерализации. Это позволяет охарактеризовать геохимическую обстановку отложения и, следовательно, установить более достоверную модель генезиса руд.

Выделенные на рис. 13 четыре возможные области урановой минерализации (цифры в кружках) основаны на наблюдавшихся ассоциациях. Область 1 должна быть ассоциацией низких f_{O_2} — низких pH, характеризующейся алуинитизацией или каолинитизацией, что сопровождается обелением вмещающих пород (вынос железа). При еще меньших значениях f_{O_2} или более высоких концентрациях растворенного железа стабильным может быть пирит. Минеральные ассоциации области 2 должны характеризоваться аргиллизацией (каолинит и (или) монтмориллонит), сопровождающейся гематитом и (или) карбонатом железа. Размер поля карбоната зависит от P_{CO_2} и активности железа. С ростом P_{CO_2} поле сидерита увеличивается. Обычный карбонат, ассоциирующийся с урановой минерализацией, — анкерит, в котором другие катионы замещают железо. Это должно вызывать тенденцию к уменьшению размера карбонатного поля.

Область 3 располагается в пределах поля стабильности серицита и хлорита; следовательно, один или оба этих минерала будут ассоциироваться с оксидом урана в месторождениях, сформировавшихся в соответствующих этой области условиях f_{O_2} и pH. Минералом железа, входящим в эту ассоциацию, должен быть гематит.

Соответственно в области 4 стабильным калиевым силикатом является адуляр; поэтому в этой области ассоциациями, связанными с ураном, могут быть адуляр — гематит или адуляр — хлорит — гематит.

Природные хлориты могут содержать значительные количества железа, и их стабильность, следовательно, будет зависеть как от pH, так и от f_{O_2} . Отсутствие термодинамических данных по хлоритам различного состава не позволяет рассчитать поля их стабильности. Однако качественные соотношения свидетельствуют о том, что их поле должно накладываться на поле сидерита и быть несколько больше. Это должно ограничивать условия образования месторождений с железосодержащим хлоритом.

Из наклона контуров растворимости в нейтральной до слабощелочной области (рис. 13) следует, что изменение pH может играть в осаждении урана более существенную роль, нежели восстановление. Увеличение pH может быть вызвано реакциями между транспортируемыми растворами и карбонатами или щелочными силикатами во вмещающих породах либо потерей летучих кислотных компонентов в ходе вскипания. В этой области уран транспортируется в уранильной форме, но твердые оксиды будут содержать уран в четырехвалентном состоянии. Следовательно, при осаждении в результате увеличения pH уран восстанавливается. Чтобы это восстановление имело место, необходим источник доступных электронов. В природных системах источником обменоспособных электронов могут быть ионы закисного железа или органический материал вмещающих пород. Поэтому, скорее всего, окисное железо, ассоциирующееся с урановой минерализацией есть результат осаждения урана.

Вышеприведенные данные показывают, что уран может транспортироваться в виде различных комплексов в зависимости от состава гидротермальных растворов. Отложение является, по-видимому, результатом как увеличения pH, так и восстановления. Эти изменения могут происходить при реакции растворов с вмещающими породами или при вскипании растворов. Последний механизм, вероятно, имеет значение в относительно приповерхностных низкотемпературных открытых гидротермальных системах при проникновении растворов в открытую трещин-

ную систему. Восстановление может быть ведущим механизмом, если окружающие породы содержат подходящие восстановители, такие, как сульфиды или органический материал.

Тщательное изучение парагенетических взаимоотношений между минералами и минеральными ассоциациями позволяет получить ценную информацию относительно обстановки среды отложения и механизма осаждения урана. Осо-

бенно важны минералы зон изменений как индикаторы условий pH и минералы железа как индикаторы окислительного состояния минерализующих растворов. Вышеприведенные данные также показывают, что нет одного уникального набора физико-химических условий отложения урана и что как перенос, так и осаждение урана могут происходить в широком интервале pH- и f_{O_2} -условий.

Геохимическое поведение урана в гипергенной обстановке

Газтано Донгарра

Введение

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА. Уран (символ U, атомный номер 92) и 14 других элементов (от актиния до лоуренсия) образуют актиноидную серию. Уран (от латинского Uranus) был назван в 1790 г. Клапротом после того, как Гершель открыл планету с тем же самым названием.

Хотя впервые уран как элемент был распознан Клапротом в 1789 г., химически он был выделен (как металлический уран) много позднее (1841 г.) путем термического восстановления безводного тетраоксида урана с калием в платиновом тигле.

Электронная конфигурация газообразного атома урана — $5f^3 6d 7s^2$, а его атомная масса — 238,07. Как можно было ожидать, уран проявляет валентные состояния от 2+ до 6+. В минералах, однако, встречаются только три валентности: 4+, 5+, 6+. Данные об окислительно-восстановительном потенциале для урана приведены в табл. 1. С геохимической точки зрения наиболее важны состояния 4+ и 6+.

Ионный радиус урана сходен с таковыми четырехвалентного тория и редких земель (табл. 2), что обуславливает присутствие тория и урана во многих редкоземельных минералах. Однако в поверхностных условиях U^{4+} быстро окисляется до U^{6+} , который образует уранил-ион UO_2^{2+} .

Химические свойства уранила существенно отличаются от свойств ториевых и редкоземельных ионов, что весьма важно в геохимическом отношении, так как этим объясняются наблюдаемые вариации отношения Th/U в поверхностном материале и отсутствие тория и редких земель во вторичных урановых минералах.

ПРИРОДНЫЕ ИЗОТОПЫ. Известны три естест-

венных радиоактивных изотопа: ^{238}U , ^{235}U и ^{234}U . Их относительная распространенность составляет соответственно $99,2739 \pm 0,0007$, $0,7204 \pm 0,0007$ и $0,0057 \pm 0,0007\%$. В действительности ^{234}U — продукт распада ^{238}U ; поэтому его естественная распространенность отражает радиоактивное равновесие с ^{238}U . Изотопы ^{238}U и ^{235}U — начальные члены двух отдельных рядов распада, конечными продуктами которых являются ^{206}Pb и ^{207}Pb соответственно.

Кроме встречающихся в природе получен ряд искусственных короткоживущих изотопов урана с массовым числом от 227 до 240.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА. Земная поверхность в широком смысле включает атмосферу, гидросферу и верхнюю часть ее твердой оболочки. Следовательно, она представляет собой место физических потоков, отчасти явных, отчасти менее очевидных.

Поток вещества, поступающий с континентов в океаны, очевиден: он часто определяется как «экзогенный», или «малый» цикл, и характеризуется переносом вещества из литосферы в гидросферу, а затем снова в литосферу. Неясно, однако, являются ли частью литосферы переносимые потоками фрагменты выветрелых пород, имеющих либо кристаллическое, либо осадочное происхождение.

При рассмотрении химических процессов, таких, как переход вещества из одного молекулярного состояния в другое и (или) с отделением различных субстанций одной от другой, вышеприведенного описания процесса выветривания в общем недостаточно.

Химически молекулярное состояние вещества в осадках отличается от такового в кристаллических породах. Вещество не возвращается в исходные условия в процессе седиментации. Геохимический цикл не завершается в экзогенном процессе: метаморфизм, мигматизация и анатексис должны иметь место, чтобы перевести вещество снова в его исходное состояние. Это происходит в главный, или эндогенный, геологический цикл. Таким образом, следует сказать, что малый геологический цикл в действительности не следует рассматривать в качестве геохимического цикла и что лишь объединенные малый и главный геологические циклы соответствуют геохимическому (мы предусмотрительно не говорим, что это и есть геохимический цикл).

При переходе из литосферы в гидросферу одно состояние вещества (кристаллическая решетка в кристаллических породах) меняется на дру-

Таблица 1. Окислительные потенциалы: значения E^0 , подсчитанные по свободной энергии реакции Гиббса ΔG_r^0 и связанные с ней соотношением $\Delta G_r^0 = nFE^0$; ΔG_r^0 определено по термодинамическим данным [10]

Реакция	E^0 , В
$U^0 = U^{3+} + 3e^-$	-1,661
$U^0 = U^{4+} + 4e^-$	-1,376
$U^{3+} = U^{4+} + e^-$	-0,520
$U^{4+} + 2H_2O = UO_2^+ + 4H^+ + e^-$	0,380
$U^{4+} + 2H_2O = UO_2^{2+} + 4H^+ + 2e^-$	0,273
$UO_2^+ = UO_2^{2+} + e^-$	0,165

гое (ионы или молекулы, растворенные в жидкой воде), т. е. происходит изменение. По средством такого процесса, как химическая седиментация, некоторые субстанции переходят в еще одно, новое состояние в литосфере, другие же создаются в гидросфере.

Экзогенный цикл урана показан на рис. 1. Принято, что изверженные или, более широко, кристаллические породы являются исходным состоянием вещества — начальной точкой экзогенного цикла. Верхняя стрелка, связывающая изверженные породы с осадочными, представляет собой потоки неизмененного твердого вещества. Ее начальная точка слева соответствует эрозии, а конечная справа — седиментации. Где бы этот процесс ни преобладал, конечным продуктом будут *резистаты*, т. е. осадки, сформировавшиеся в результате механического переноса и седимен-

Таблица 2. Ионные радиусы некоторых элементов [9]

Элемент	Валентное состояние	Ионный радиус, Å (шестерная координация)
U	4+	0,97
U	6+	0,80
Ca	2+	0,99
Th	4+	1,02
La	3+	1,14
Ce	3+	1,07
Ce	4+	0,91
Ho	3+	0,91
Er	3+	0,89
Lu	3+	0,85
Hf	4+	0,78
Y	3+	0,92
Zr	4+	0,74

тации почти неизмененных минералов. Нижняя стрелка изображает химическое изменение — переход вещества из кристаллической решетки минералов изверженных пород в растворенные в воде формы. Для перемещения через фазовые границы необходима молекулярная диффузия. Однако последняя не эффективна для переноса в региональном масштабе в сравнительно короткое геологическое время, например тысячи или сотни километров за менее чем 1 млн. лет.

Поверхностные воды — подчиненная часть гидросферы, однако их потоки обеспечивают громадный по размерам перенос в континентальном масштабе (на тысячи километров). При этом не происходит значительного изменения состояния вещества: это почти физические потоки, сходные с перемещением частиц неизмененных твердых пород.

На рис. 1 потоки речных и подземных вод обозначены стрелкой, которая связывает поверхностные и морские воды. Потоки растворенных веществ следуют с потоками жидкой воды.

Химическое осаждение включает диффузию через фазовые границы из жидкой воды в кристаллическую решетку или на адсорбирующие поверхности, такие, как большие молекулы в коллоидных системах. Биологические системы не показаны на рис. 1, так как они представляют собой негидросферную форму. Эти системы формируют тела, которые могут мигрировать в осадках.

Океаническая циркуляция создает всемирную транспортную систему, которая делает доступной для переносимых субстанций всю поверхность Земли в геологически короткое время. Химическое осаждение обозначено стрелкой, идущей от морских вод к морским осадкам. При этом подразумевается, что имеется и физическая



Рис. 1. Экзогенный цикл урана (стрелки изображают потоки, прямоугольники — резервуары).

миграция взвешенного твердого вещества в осадки и осадочные породы.

Стрелка, связывающая поверхностные воды с осадками, отвечает химическому осаждению, которое также включает диффузию через фазовые границы. Однако с точки зрения физического переноса стрелка может соответствовать или возвращению урана в осадки потоков, или его сохранению в водонасыщенных породах.

Последнее обстоятельство важно при рассмотрении образования гипергенных месторождений урана. Вмещающие породы могут представлять собой водоносный горизонт, через который проходят урансодержащие воды. Значение этого факта с позиций физического переноса требует еще выяснения. Уран может также диффундировать в поровых водах выветрелых гранитов и осаждаться вдоль трещин в тех же самых гранитах. Это означает, что уран может переходить из литосферы в гидросферу и обратно на расстояния более нескольких сотен метров. Этот пример не только важен в практическом отношении, но он полезен и для иллюстрации характерных процессов химического и физического переноса.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПОДВИЖНОСТЬ. Примем концентрацию вещества в океанской воде за m , а концентрацию в осадках за y . Отношение m/y можно рассматривать как соответствующее растворимости, но лишь приблизительно, поскольку осадки состоят не только из одной твердой фазы. В действительности в различных твердых фазах молекулы связаны весьма сходным образом, поэтому, отношение m/y приближается к некоторым видам растворимости, возможным для определенного класса твердых веществ. Во избежание путаницы выражение «геохимическая подвижность» следует употреблять в смысле распределения между твердой, или неподвижной, и жидкой, или подвижной, фазами.

Что касается морской обстановки, то будем рассматривать mM как общее количество субстанции, растворенной в океане, где M — общая масса океанической воды, количество же каждой субстанции на самом деле имеется в наличии для распределения по всей Земле. Если Y — общая масса осадочных пород, то yY представляет собой количество той же самой субстанции, захороненной в осадочных формациях.

Отношение mM/yY можно также определить

как «геохимическая подвижность». Поскольку M и Y постоянны для каждой субстанции, нет ни противоречия, ни неопределенности в использовании каждого из этих определений.

По аналогии подвижность в поверхностной дренажной обстановке может быть определена как wW/xX или w/x , где x и X относятся к изменяющимся изверженным породам, а w и W — к поверхностным водам. Если W — поток воды через дренажную сеть в течение гидрогеологического цикла воды, то xX/wW и yY/wW равны временным периодам. Они представляют соответственно время, необходимое для удаления количества xX из кристаллической литосферы и привноса количества yY в осадочную литосферу. Так как xX и yY близки друг к другу, например для нерастворимых или неподвижных субстанций, период времени будет тот же самый. Чем короче время, тем выше подвижность.

X и Y имеют значения примерно 150 кг/см^2 , $M = 280 \text{ кг/см}^2$, для урана значения x и y составляют несколько частей на миллион, $m = 0,001 \text{ мг/кг}$, параметр потока дренажной сети $W = 0,02 \text{ кг/год}$ на 1 см^2 при w для урана, равном $0,0005 \text{ мг/кг}$. Для выражения геохимической подвижности урана можно предположить, что около $1/1000$ его общей массы в осадках или его общей перемещенной массы из кристаллической литосферы растворено в океанических водах и, следовательно, доступно для переноса и осаждения в любом месте Земли.

Сравнение с другими элементами разъясняет это предположение: часть урана, удаленного из кристаллической литосферы, которая может быть перераспределена на дне океана, едва ли на один порядок величины больше, чем для цинка; от двух до четырех порядков величины больше, чем для таких неподвижных элементов, как алюминий, марганец, железо и титан; более чем на один порядок величины меньше, чем для кальция и калия (рис. 2).

Распространенные по всему миру потоки урана в дренажной сети составляют $5 \cdot 10^{-4} \times 0,02 \text{ мг/(год} \cdot \text{см}^2)$, или $10^{-5} \text{ мг/(год} \cdot \text{см}^2)$. Если количество урана в осадках или в кристаллических породах источника ($150 \text{ кг/см}^2 \times 2 \text{ мг/кг}$, т. е. 300 мг/см^2) разделить на величину потока урана в дренажной сети, то получим время в 30 млн. лет, в течение которого поверхностная дренажная система переносит уран

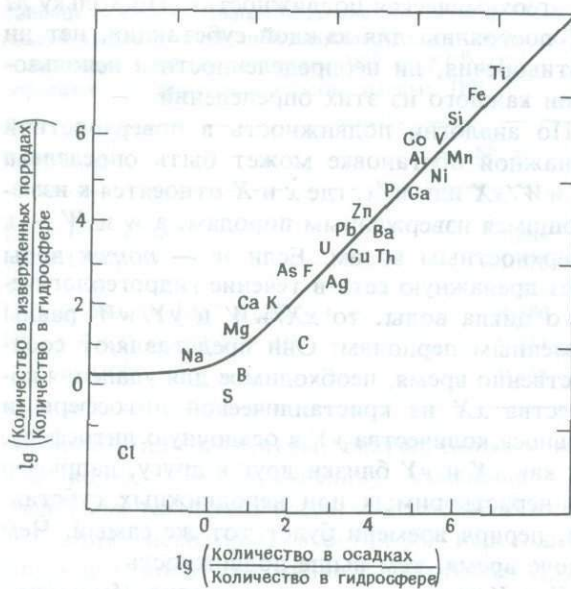


Рис. 2. Геохимическая подвижность элементов [8].

в осадочную обстановку, или, иначе, удаляет его из кристаллической литосферы. С другой стороны, полная смена урана в океанах происходит только через $0,3/10^{-5}$ или 30 000 лет, что сопоставимо с оборотом самой воды в океанах, близким к 15 000 лет.

Что касается поведения таких элементов, как уран, которые составляют чрезвычайно малую часть общей массы пород, то X и Y соответствуют значениям общей суммы осадочных и кристаллических пород и являются внешне фиксированными их количествами.

Экзогенный цикл урана

МАТЕРИАЛ ПОРОД ИСТОЧНИКА. Геохимия урана в поверхностной обстановке тесно связана с формой его нахождения в различных типах изверженных пород. В табл. 3 показаны пределы содержания урана в изверженных породах. Тесная связь между содержаниями урана и кремния очевидна. Ее можно рассматривать как общее правило. Наблюдаемые отклонения свидетельствуют о том, что многие факторы влияют на распределение урана в изверженных породах. Щелочные разновидности представляют наиболее замечательное исключение, поскольку содержание в них урана, как правило, высокое, а кремния низкое [5, 6, 14].

В изверженных породах уран присутствует в кристаллической решетке минералов, где он замещает такие элементы, как кальций или редкие земли, и в собственно урановых минералах.

Главными носителями урана в кислых интрузивных породах являются акцессорные минералы. Алланит, монацит и ксенотим, например, содержат больше урана, чем циркон, апатит и сфен.

Уранинит — наиболее распространенный урановый минерал — также присутствует в породах. Главные компоненты, такие, как кварц, полевой шпат, биотит, роговая обманка, пироксены, содержат лишь малую часть общего количества урана при исключительно низких концентрациях. Действительно, в главных породообразующих минералах уран обычно содержится в пределах нескольких частей на миллиард. Роджерс и Адамс [13] считают, что присутствие урана в главных составляющих компонентах пород обусловлено одним или несколькими из следующих факторов: 1) изоморфным замещением в кристаллической решетке; 2) концентрацией в дефектах решетки; 3) адсорбцией вдоль дефектов в кристаллах и границ зерен; 4) включениями микросталлов урановых минералов. Однако пока нет единого мнения относительно распределения урана в таких различных формах.

В основных породах наиболее важный носитель урана — апатит, который может содержать незначительные количества урана в результате изоморфного замещения ионов Ca^{2+} на U^{4+} . С другой стороны, в эффузивных породах независимо от того, кислые они или основные, из-за быстрого остывания магмы большая часть урана остается рассеянной в скрытокристалли-

Таблица 3. Содержание урана в изверженных породах [2]

Породы	Содержание, млн ⁻¹
Кислые интрузивные	1—6
Кислые эффузивные	2—7
Основные интрузивные	0,3—2
Основные эффузивные	0,2—4
Ультраосновные	0,001—0,03
Щелочные	0,1—30
Кислые пегматиты	1—4

ческой или нераскристаллизованной основной массе.

ХИМИЧЕСКОЕ ИЛИ МЕХАНИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ. Соотношение между потоками в процессах (1) и (2) (рис. 1) меняется в соответствии с распределением атомов урана в молекулярных позициях пород источника; такое распределение определяет путь, по которому происходит мобилизация урана. Предполагается, что уран, содержащийся в аксессуориях, выщелачивается в малой степени, поэтому он переносится и концентрируется в резистатных осадках в виде кластического материала. Адамс и др. [2] установили, что 60—80% урана в изверженных породах присутствуют в минеральных фазах, устойчивых к химическому изменению; приблизительно 15—40% урана переносятся в растворенной форме жидкой водой. Вышеупомянутая часть урана принимает участие в процессах эрозии и седиментации (представлена стрелкой в верхней части рис. 1, которая связывает породы источника непосредственно с осадками).

Большая часть урана в изверженных породах содержится в химически стойких минералах, выветривающихся главным образом механически. Уран в такой форме переносится реками и водными потоками в виде обломочных частиц, которые в конечном счете накапливаются в остаточных почвах, в отложениях потоков и в обычных осадочных породах как континентальных, так и морских. С точки зрения рудообразования вышеуказанные частицы могут аккумулироваться в россыпных месторождениях.

Оксиды четырехвалентного урана — необычные составляющие современных россыпей. Уран, подвергаясь окислению, переходит в U^{6+} в обстановке, богатой свободным кислородом, и ураноносные россыпи должны рассматриваться как очень древние (> 2400 млн. лет), которые, по-видимому, сформировались при низком давлении кислорода в земной атмосфере того времени.

УРАН В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ. Всесторонний обзор распределения урана в морских водах дан Роджерсом и Адамсом [13]. Океанские воды повсеместно содержат 0,001 — 0,004 млн⁻¹ урана. Среднее содержание этого элемента в водах потоков менее 1 млрд⁻¹. Подземные воды характеризуются наибольшей изменчивостью концентраций урана, что обусловлено, например,

воздействием минерализации, продолжительностью контакта вод с породами источника и концентрацией лигандов, которые образуют растворимые урановые комплексы или нерастворимые урановые соединения.

Высокие содержания урана могут также наблюдаться во внутриматериковых водах, в местах, где преобладают процессы испарения: изучение содержаний урана в рассолах в ходе солеобразования показало, что в таких условиях воды обогащаются ураном при осаждении $CaSO_4$ и $NaCl$ [7].

Частным случаем обогащения ураном являются $NaHCO_3$ -воды: высокие содержания в них карбонат-иона могут быть ответственны за эффективное выщелачивание урана из выветривающихся пород в результате образования карбонатных комплексов.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ. В природных водах уран встречается в виде U^{4+} , U^{5+} и U^{6+} . На рис. 3 показаны равновесные соотношения его водных форм в подсистеме $U - O_2 - H_2O - CO_2$ как функция Eh и pH при температуре 25 °C и давлении 1 атм (затененная область показывает поле стабильности уранинита UO_2). Растворенный в воде уран находится главным образом в форме уранил-дикарбонатного и трикарбонатного комплексов. Из рис. 3 видно, что поле существования растворимых урановых комплексов расширяется с увеличением pH вследствие образования уранил-карбонатных комплексов. Это означает, что карбонат-ионы контролируют циркуляцию урана. Следует помнить, что растворенная CO_2 всегда присутствует в природных водах, даже в дождевых, где ее парциальное давление составляет не менее $10^{-3.5}$ атм. В то же время концентрация CO_3^{2-} зависит от pH растворов. Для природных вод характерен весьма значительный интервал значений pH. Кроме карбонатного уран может быть связан в комплексы с рядом других лигандов, что существенно увеличивает его растворимость.

Лангмюр [10] показал, что кроме уранил-карбонатных в окислительной поверхностной обстановке и подземных водах могут доминировать комплексы уранила с гидроксидом, фтором, сульфатом или фосфатом. Следует ожидать, что более специфический фосфатный комплекс будет преобладать над другими неоргани-

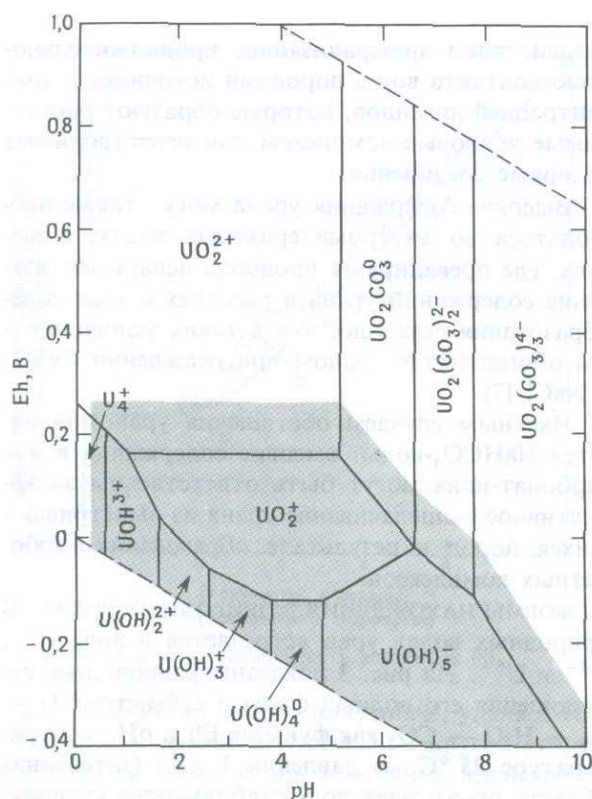


Рис. 3. Диаграмма Eh — pH системы U — O₂ — H₂O — CO₂ при 25 °С и 1 атм для U = 10⁻⁶ моль и P_{CO₂} = 10⁻² атм ([10], с изменениями). Верхняя и нижняя границы на диаграмме (штриховые линии) являются пределами, внутри которых вода окисляется с выделением кислорода, а ниже нижнего — восстанавливается с высвобождением водорода. Поле стабильности кристаллического уранинита затенено; сплошные линии изображают условия равновесия, в ограниченных ими полях показаны преобладающие формы урана.

ческими комплексами уранила в водах с pH от 4 до 7,5 при P_{CO₂} = 10^{-2,5} атм, Σm U⁶⁺ = 10⁻⁸ и Σm PO₄ = 10^{-6,2}. Эти цифры совместимы с данными о компонентах, растворенных в типичных природных водах.

На рис. 3 показано поле стабильности форм четырехвалентного урана. Такие его соединения, как UO₂ и U(OH)₄, слабо растворимы, поэтому концентрации U⁴⁺ в водах чрезвычайно низкие. Поле стабильности уранинита перекрывает поля Eh — pH-условий, где доминируют формы U⁴⁺. В Eh — pH-полях, где преобладает U⁶⁺, общее

количество растворенного урана может быть значительно больше.

Химическое осаждение урана

МОРСКИЕ ОСАДКИ. В гипергенном цикле удаление урана из морской воды обусловлено рядом процессов, среди которых важную роль может играть способность урана образовывать стабильные комплексы с различными комплексообразователями.

Морские известняки обычно содержат примерно 2 млн⁻¹ урана. До сих пор при обсуждении поведения урана в водных растворах констатировалось, что уран остается в растворе, если присутствуют ионы карбоната.

Согласно Наумову и Мироновой [12], разложение уранил-карбонатных комплексов и одновременное восстановление урана происходят быстрее при понижении концентраций ионов карбоната. Действительно, потенциал пары U⁶⁺ — U⁴⁺ меньше в присутствии CO₃²⁻-ионов, нежели в свободных от карбоната водах, т. е. более восстановительные условия необходимы для осаждения урана из вод, богатых карбонатом, по сравнению с водами с низким его содержанием.

Предполагается, что в карбонатных осадках содержание урана контролируется скорее биологическими факторами, нежели чисто химическим осаждением. В карбонатных осадках уран может находиться и в тяжелой минеральной фракции. Адамс и Уивер [1] сообщили, что в карбонатных породах 20% урана содержится в обломочном, существенно глинистом остаточном материале.

Уран накапливается также в фосфатных осадках, формировавшихся в морской обстановке. Полагают, что в этом случае уран либо входит в решетку карбонатфторapatита, где замещает кальций [4], либо адсорбирован на поверхности кристаллов апатита. Лабораторные исследования [11] показали, что фосфатные породы относятся к наиболее эффективным агентам экстракции урана из морской воды. В этом смысле особенно важны морские черные сланцы, поскольку они содержат сравнительно большие количества урана. Полагают, что морские черные сланцы с иллитом в качестве преобладающего глинистого минерала медленно осаждались в стагнирующих условиях в присутствии большого

количества органического вещества. В этих условиях при весьма ограниченном вкладе кластического материала глубинные воды быстро теряли кислород и обогащались сероводородом, возникшим за счет восстановления сульфатов.

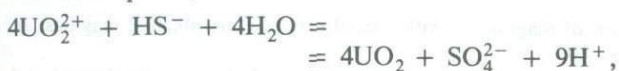
В целом в морских черных сланцах существуют прямые взаимоотношения между концентрацией урана и увеличением содержания органического углерода. Содержание урана непосредственно связано также с коллоидной дисперсностью таких осадков.

Многие исследователи полагают, что обогащенность ураном морских черных сланцев определена связана с присутствием органического вещества в осадках. Кроме того, считают, что H_2S в конечном счете ответствен за восстановление уранил-иона с образованием нерастворимой формы — уранинита. Сланцы Чаттануга (США) и квасцовые сланцы (Швеция) — два наиболее известных примера ураноносных черных сланцев.

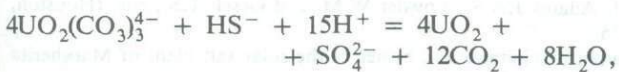
НЕМОРСКИЕ ОСАДКИ. Металлогенические исследования и термодинамические данные позволяют предполагать, что осаждение урана из растворов в зоне выветривания может быть обусловлено многими процессами, один из которых — восстановление, при этом органическое вещество особенно выделяется среди других восстанавливающих агентов. Обычно в результате восстановления образуется UO_2 или один из ее гидратов.

Уран может также подвергаться осаждению в шестивалентном состоянии различными анионами, главным образом фосфатом и ванадатом.

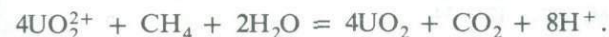
Среди геохимических факторов, которые, возможно, ответственны за восстановление и осаждение урана из грунтовых вод, наиболее эффективным является Eh. Кроме органического вещества заслуживают также внимания Fe^{2+} и сульфиды. Нерастворимый уранинит может быть осажден согласно следующим восстановительным реакциям:



или



или



В последней реакции CH_4 символизирует органическое вещество в целом. Полагают, что в восстановительной обстановке преобладают и играют важную роль анаэробные бактерии.

Гумусовые составляющие аллювия и почв являются весьма эффективным связующим материалом, извлекающим уран из природных вод. Их структура известна в общих чертах. Они нерастворимы в кислой и растворимы в щелочной среде. Их молекула состоит из полиароматического скелета, который несет фенольные гидроксильные и карбоксильные группы. Протоны карбоксильной группы обмениваются с уранилионами: этот процесс столь эффективен, что может быть достигнута высокая степень обогащения.

Многие природные материалы, в том числе ряд гидроксидов металлов (Fe, Al, Mn), так же как и глины, способны адсорбировать уран. Сорбция происходит в различной степени. Обычно она зависит от pH растворов, и интервал pH сорбции уранила в большинстве своем частично перекрывает интервал минимальной растворимости уранильных минералов.

Что касается минералообразования, то осаждение эффективно в том случае, когда адсорбция сопровождается восстановлением U^{6+} до U^{4+} . Если восстановление не имеет места, уран снова растворяется при последующих изменениях щелочности и(или) Eh растворов.

Месторождения роллового типа. Некоторые месторождения урана, сформировавшиеся в проницаемых песчаниках, перемежающихся с менее проницаемыми слоями, имеют характерную форму, от которой возникло название «урановые месторождения роллового типа».

Восстановительная емкость водоносных горизонтов играет ключевую роль в формировании таких месторождений. Кислородные воды, которые несут U^{6+} в виде UO_2^{2+} и(или) в форме карбонатных комплексов, достигают восстановительных условий в ходе их нисходящей миграции. Уран затем восстанавливается в четырехвалентное состояние, что влечет за собой его осаждение в виде уранинита или настурана. Восстановление U^{6+} объясняется присутствием органического материала, пирита, марказита или H_2S . Последний, например, образуется из сульфатов сульфатредуцирующими бактериями в присутствии восстанавливающего вещества. Се-



Рис. 4. Схематическая диаграмма месторождения урана роллового типа.

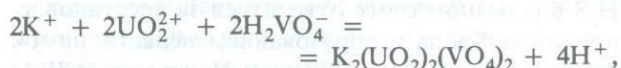
родоводород легко мигрирует и может оказаться доступным для подземных вод. Таким образом, по-видимому, образовались месторождения роллового типа на техасском побережье Мексиканского залива, где сероводород мог поступать из нижележащих месторождений газа и нефти [3].

В настоящем обсуждении не существенно, являются ли восстанавливающие агенты местными (песчаники Вайоминга) или поднимаются вдоль нарушений (Техас). Заслуживает внимания тот факт, что образование крупных рудных тел является результатом многократных циклов восстановления — окисления, т. е. осаждения — растворения, происходящих из-за притока кисло-

родсодержащих вод. Повторяющаяся мобилизация — осаждение ведет к накоплению урана и в конечном счете к образованию роллообразных месторождений урановых руд. Поток минерализующих вод весьма сходен по своему эффекту с движением воды в хроматографической колонке.

Месторождения урановых руд, которые возникают в результате вышеописанного процесса, принимают форму, показанную на рис. 4.

Месторождения карнотитовых и отенитовых руд. Ванадат-ион — весьма эффективный осадитель уранил-ионов в виде нерастворимых ванадатов уранила (карнотита $K_2(UO_2)_2(VO_4)_2$ и тьюмунита $Ca(UO_2)_2(VO_4)_2$). Осаждение карнотита, согласно уравнению



может иметь место при таких благоприятных условиях, как а) pH растворов в интервале 4-8; б) окислительная обстановка; в) концентрации ионов UO_2^{2+} и $H_2VO_4^-$ столь высоки, что достигают произведения растворимости карнотита; г) низкие содержания карбонатных ионов.

Воды, обедненные ванадием, но обогащенные фосфат-ионами, могут осаждают минералы отенитовой серии, по существу, в тех же самых условиях, что обрисованы выше. Фактически отенит может осаждаться вместо карнотита, если ΣPO_4 превосходит ΣVO_4 примерно в 500 раз [10].

Литература

1. Adams J.A.S. and Weaver C. E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes — an example of concept of geochemical facies. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 42, 1958, 387—430.
2. Adams J.A.S., Osmond J.K. and Rogers J.J.W. The geochemistry of thorium and uranium. In Phys. Chem. Earth, 3, 1959, 298—348.
3. Adler H.H. Concepts of uranium-ore formation in reducing environments in sandstones and other sediments. In Formation of uranium ore deposits (Vienna: I.A.E.A., 1974), 141—68.
4. Altschuler Z.S., Clarke R.S.Jr. and Young E.S. Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 314-D, 1958, 90 p.
5. Bohse H. et al. On the behaviour of uranium during crystallization of magmas — with special emphasis on alkaline magmas. In Formation of uranium ore deposits (Vienna: I.A.E.A., 1974), 49—60.
6. Civetta L. and Gasparini P. A review of U and Th distributions in recent volcanics from southern Italy: magmatological and geophysical implications. In The natural radiation environment II. Adams J.A.S., Lowder W.M. and Gesell T.S., eds. (Houston, Texas: Rice University, Department of Geology, 1972), 483—516.
7. Dall'Aglio M. and Gasentini E. The distribution of uranium between precipitates and brines in the solar salt plant of Margherita di Savoia. Boll. Soc. geol. ital., 89, 1970, 475—84.
8. Dall'Aglio M. Planning and interpretation criteria in hydrogeochemical prospecting for uranium. In Uranium prospecting handbook, Bowie S.H.U., Davis M. and Ostle D., eds. (London: IMM, 1972), 121—34.

9. *Krauskopf K.B.* Introduction to geochemistry (New York: McGraw Hill, 1967), 721 p.

10. *Langmuir D.* Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochim. cosmochim. Acta*, 42, 1978, 547—69.

11. *Moore G.W.* Extraction of uranium from aqueous solution by coal and some other materials. *Econ. Geol.*, 49, 1954, 652—8.

12. *Naumov G.B. and Mitronova O.F.* Migration of uranium in hydrothermal carbonate solutions (according to physiochemical data). In *Problems of geochemistry*. Khitarov N.I., ed. (Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1969), 166—75.

13. *Rogers J.J.W. and Adams J.A.S.* Thorium and uranium. In *Handbook of geochemistry*. Wedepohl K.E., ed. (Berlin, etc.: Springer, 1978), II—V, pt. 90, 39 p. and pt. 92, 50 p.

14. *Saprykina T.V.* Uranium. In *The geochemistry of the Lovozero alkaline massif*, volume 2 (Canberra: Australian National University Press, 1968).

Месторождения в осадочных породах

Месторождения урана в осадочных породах встречаются в различных геологических обстановках. В настоящее время известны месторождения урана в осадочных породах в Канаде, Австралии, СССР и других странах. В настоящее время в СССР известны месторождения урана в осадочных породах в Якутии, Чукотке, Камчатке, Сахалине и других регионах. В настоящее время в Якутии известны месторождения урана в осадочных породах в долине реки Вилюй, в долине реки Титовка, в долине реки Тарбагатай и в долине реки Тарбагатай-Титовка. В настоящее время в Чукотке известны месторождения урана в осадочных породах в долине реки Чукотка, в долине реки Чукотка-Титовка, в долине реки Чукотка-Тарбагатай и в долине реки Чукотка-Тарбагатай-Титовка. В настоящее время в Камчатке известны месторождения урана в осадочных породах в долине реки Камчатка, в долине реки Камчатка-Титовка, в долине реки Камчатка-Тарбагатай и в долине реки Камчатка-Тарбагатай-Титовка. В настоящее время в Сахалине известны месторождения урана в осадочных породах в долине реки Сахалин, в долине реки Сахалин-Титовка, в долине реки Сахалин-Тарбагатай и в долине реки Сахалин-Тарбагатай-Титовка.

В настоящее время в Австралии известны месторождения урана в осадочных породах в долине реки Австралия, в долине реки Австралия-Титовка, в долине реки Австралия-Тарбагатай и в долине реки Австралия-Тарбагатай-Титовка. В настоящее время в Канаде известны месторождения урана в осадочных породах в долине реки Канада, в долине реки Канада-Титовка, в долине реки Канада-Тарбагатай и в долине реки Канада-Тарбагатай-Титовка. В настоящее время в СССР известны месторождения урана в осадочных породах в долине реки СССР, в долине реки СССР-Титовка, в долине реки СССР-Тарбагатай и в долине реки СССР-Тарбагатай-Титовка.

Методы поисков урана

Честер Е. Николс

Как и следует ожидать, исходя из количества предлагаемых читателю страниц, настоящая статья в силу необходимости носит достаточно общий характер. Главная ее цель — дать представление о том, как найти уран. При этом мы надеемся, что геологи-поисковики сами отыщут теоретические концепции, которые будут стимулировать работу их мысли.

Благодаря геохимической подвижности урана (прекрасной растворимости) малые количества его встречаются почти повсеместно как в живом веществе, так и в любом другом. Уран присутствует в большинстве типов пород, в природных водах, в осадках потоков, в почвах и растениях (табл. 1). При этом в весьма большом числе горных пород он может образовать концентрации, в десятки и сотни раз превышающие средние его содержания в земной коре (табл. 2). Рудные залежи, как правило, характеризуются содержаниями U_3O_8 , превышающими 0,1%, а концентрации выше 0,2% при благоприятных условиях могут считаться достаточно высокими.

Первичным источником урана являются магматические породы, в которых уран концентрируется вместе с другими литофильными элементами, образующими основную часть земной коры. В присутствии кислорода уран очень подвижен. Растворяясь в поверхностных водах, он имеет тенденцию переноситься речными потоками, пока не достигнет океанического бассейна. Подобным же образом кислород в близповерхностных подземных водах способствует созданию условий для выщелачивания и выноса урана вниз по падению водоносных горизонтов. При потере кислорода вследствие некоторых биологических процессов этот уран может весьма эф-

фективно осаждаться. Большинство важных типов урановых месторождений образуется в результате его осаждения под влиянием процессов восстановления окисленных соединений; подобное образование руд может наблюдаться в осадочных, метаморфических и магматических породах. Существенное исключение представляют месторождения в кварцево-галечных конгломератах.

Генетические особенности некоторых урановых месторождений

Хорошая классификация важнейших урановых месторождений была разработана Мак-Милланом на примере месторождений Канады [6]. Гораздо более полную классификацию предложил Микл [7], который позднее вместе с Матьюзом издал монографию [8], содержащую достаточно детальное описание поисковых критериев для каждого выделенного типа месторождений. Третья работа из этой серии [9] содержит поисковые признаки; она может быть также использована как указатель к монографии вследствие сокращенного объема, наличия указателя ключевых слов и ссылок.

Один из наиболее естественных способов классификации урановых месторождений — по типу вмещающих пород. Ниже приводится краткое описание ряда интересных типов уранового оруденения с рассмотрением генетических вопросов.

Месторождения в осадочных породах

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЕСЧАНИКАХ. В отличие от большинства других регионов мира основная часть запасов и разрабатываемых месторождений урана США принадлежит месторождениям в песчаниках. Эти породы представляют собой проводящие каналы для ураноносных подземных вод, которые могут проходить через зоны изменения окислительно-восстановительного потенциала от окислительных значений к восстановительным, в результате чего происходит осаждение урана.

Ключевым звеном в расшифровке таких урановорудных районов является то, что они обыч-

Таблица 1. Обычные содержания урана в природных образованиях

	Содержания урана	Пояснения	Литература	
Породы	0,1 — 1,0 млн ⁻¹	Базальты толеитовые, покровные, андезитовые и щелочные	[1]	
	2 млн ⁻¹	Среднее в карбонатных породах Северо-Американской и Русской платформ	[1]	
	2 — 4 млн ⁻¹	Среднее в третичных породах техасского побережья Мексиканского залива (на поверхности)	[2]	
	3,7 млн ⁻¹	Среднее для Северо-Американской и Русской платформ	[1]	
	2 — 15 млн ⁻¹	Граииты США, СССР и Франции	[1]	
Воды	3 — 20 млн ⁻¹	Щелочные интрузии СССР	[1]	
	1 — 4 млрд ⁻¹	Воды Мирового океана	[1]	
	0,5 млрд ⁻¹	Медианное значение по 155 пробам из потоков техасского побережья Мексиканского залива ¹	[2]	
	5,2 млрд ⁻¹	Медианное значение по 103 пробам из потоков северо-западного Техаса ²	[3]	
	0,7 млрд ⁻¹	Медианное значение по 75 пробам из района Льяно, центральный Техас ³	[4]	
	0,8 млрд ⁻¹	Медианное значение по 323 скважинам с техасского побережья Мексиканского залива ¹	[2]	
	8,6 млрд ⁻¹	Медианное значение по 249 пробам подземных вод северо-западного Техаса ²	[5]	
	0,6 млрд ⁻¹	Медианное значение по 42 скважинам из района Льяно, центральный Техас ³	[4]	
	Донные осадки	1,1 млн ⁻¹	Медианное значение по 463 пробам с техасского побережья Мексиканского залива ¹	[2]
		1,7 млн ⁻¹	Медианное значение по 161 пробе из северо-западного Техаса ²	[3]
1,2 млн ⁻¹		Медианное значение по 95 пробам с поднятия Льяно, центральный Техас ³	[4]	
Растения	0,2—0,5 млн ⁻¹	Медианное значение по золе ветвей девяти типов деревьев; районы Техаса, сложенные докембрием — третичными породами	(Табл. 4 в этой статье)	

¹ Район сложен породами от плейстоцена до эоцена.² В районе развиты третичные, пермские, триасовые и меловые породы.³ В районе развиты меловые, пермские, девонские, миссисипские, кембрийские и докембрийские породы.

Таблица 2. Главные типы пород, в которых встречается урановое оруденение

Осадочные	Метаморфические
Песчаники	Графитистые и пиритсодержащие кристаллические сланцы
Калькреды	Кварц-хлоритовые сланцы
Лигниты	Хлорит-серицитовые сланцы
Карбонаты	Конгломераты
Фосфориты	Аркозы
Черные сланцы	Гнейсы
Туфы	Псаммиты
Асфальтиты	Карбонаты
	Скарны
	Туфы
Магматические	
Граниты	
Мигматиты	
Пегматиты	

но формируются в песчаниках дельтовых фаций. Особенности фациальной обстановки важны в нескольких аспектах. Она обеспечивает наличие проницаемых пластов, заключенных среди менее проницаемых, и способствует возникновению водоносных горизонтов с ураноносными подземными водами. В дельтовых фациях предполагается прогрессивное уменьшение вниз по течению проницаемости каналов. Это обуславливает широкое проявление механизмов захвата на пути движения подземных вод.

Песчаники дельт обычно бывают окисленными в верхних зонах этой фации и восстановленными там, где они накапливаются в стоячих водах. Возникновение восстановленных фаций часто обуславливается накоплением органического вещества и(или) сульфидов железа. Источником урана могут быть свежие осадки, накопившиеся в окислительных условиях. Например, из присутствующего в виде частиц пепла вулканического стекла легко выщелачиваются многие компоненты, включая уран.

Уран может также поступать из верховий речного бассейна, где он высвобождается при выветривании любых пород, перечисленных в табл. 2. Подземные воды, несущие растворенные компоненты, постепенно поступают в главные речные артерии, которые транспортируют свой груз в дельтовые фации. Часть речной воды, попадающей в море, может протекать через эти дельтовые осадки. Таким образом, прежде чем попасть в восстановительные условия, речные воды в верхней части дельты могут проходить через большие объемы окисленных осадков. При дальнейшем движении вниз по течению эти воды, попадающие в осадки, уже в пределах нескольких первых сантиметров от уровня речного ложа могут восстанавливаться.

Расстояния, которые эти воды проходят в породах, прежде чем достигнут восстановительной обстановки, в основном определяют формы образующихся из них рудных залежей. Когда фациальные изменения по латерали близки подобным изменениям по вертикали (или во времени), формирование урановой минерализации может происходить либо одновременно с отложением песчаников, либо некоторое время спустя, и в зависимости от этого рудные залежи

подразделяются на два типа — плитообразные¹ и ролловые.

Плитообразные месторождения. Эти месторождения наиболее типичны для Ураванского района юго-западной части штата Колорадо и иногда называются месторождениями типа «плато Колорадо». Как правило, такие рудные залежи имеют тенденцию располагаться в нижних частях масс восстановленных русловых песчаников. Они грубо согласны с напластованием, их горизонтальные размеры значительно больше вертикальных. За исключением расположенных вблизи поверхности желтых руд, обнаруженных на ранних стадиях освоения этого района, большая часть рудных залежей имеет темно-серую или черную окраску и лежит в пределах крупных площадей восстановленных пород. Действительно, условия в непосредственной близости от рудных тел столь сильно восстановительные, что красные песчаники, прилежащие к русловым фациям, оказываются явно восстановленными (приобретают отчетливую зеленую окраску) (рис. 1).

Основное оруденение в Ураванском районе сосредоточено в дугообразном поясе, который пересекает рукава ископаемой дельты (рис. 2). Далее к востоку русловые отложения делаются все более тонкозернистыми, и по мере возрастания доли восстановленных пород в них исчезают границы между окисленными и восстановленными участками, которые часто наблюдаются в пределах рудного пояса. Массивы русловых песчаников, несущих рудные залежи, имеют ширину порядка 1 км при мощности 5 — 20 м. Рудные тела обнажаются в стенках каньонов, но их действительные линзовидные сечения улавливаются с трудом из-за их наложенного характера, с одной стороны, и ограниченной протяженности обнажений в любом участке извилистого каньона — с другой.

Эти районы чаще рассматриваются как ураноносные, но в действительности в них добывается в несколько раз больше ванадия. Однако ценность получаемого урана приблизительно эквивалентна ценности ванадия. Процесс концент-

¹ Во многих переводах такие залежи (tabular) часто называют пластообразными. — Прим. перев.



Рис. 1. Типичное месторождение Ураванского района. О — окислительные условия; В — восстановительные условия.

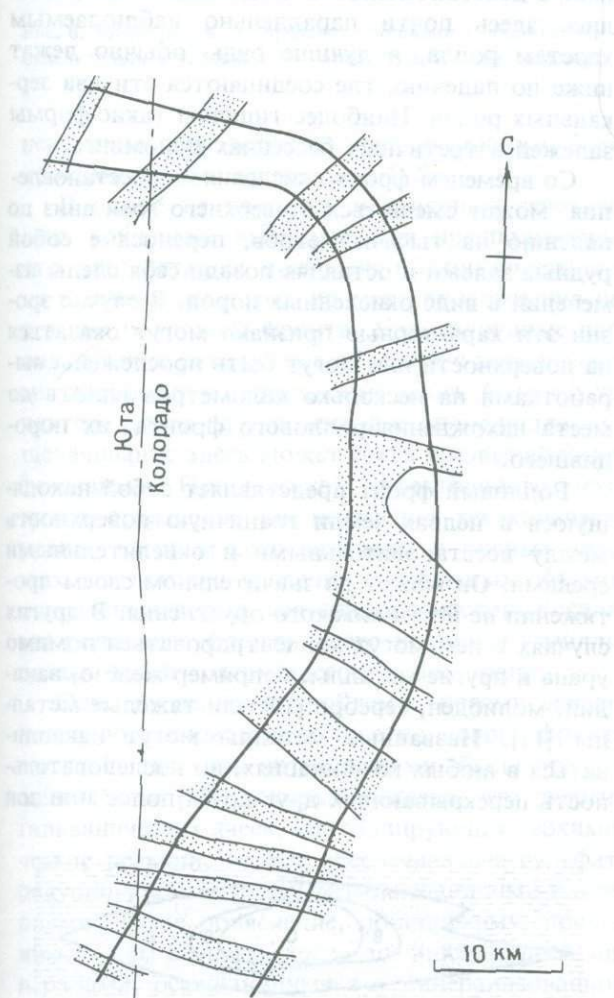


Рис. 2. Песчаники палеорусел в пределах Ураванского минерального пояса.

рации обоих металлов один и тот же. Для образования ванадиевого оруденения, вероятно, наиболее подходящим является представление о привносе его крупной рекой, протекавшей с запада, где в течение юрского времени, когда накапливались отложения дельты Моррисон, были эродированы ванадиеносные черные сланцы Карлин.

В процессе разведочного бурения были выявлены в качестве поисковых признаков руд три характерные особенности. Наиболее очевидной из них, возможно, является присутствие углстого вещества, которое находится в виде остатков листьев и древесины и обычно составляет более 10% объема породы. Второй признак — изменение песчаников и близрасположенных алевролитов. Все более увеличивающаяся по мере приближения к руде мощность зон изменений в подстилающих и перекрывающих алевролитах поможет выявить оруденелые площади. Восстановление в алевролитах часто прослеживается на 1—2 м. Более детально эти изменения песчаников описаны в разд. «Геологические методы». Третий признак благоприятных для оруденения песчаников — первичные текстуры типа косой слоистости, нарушающие массивный облик песчаной толщи.

Ролловые месторождения. Наиболее типичные ролловые месторождения встречаются в штатах Техас и Вайоминг. В провинции тexasского побережья Мексиканского залива месторождения встречаются во многих песчаных формациях (или группах) в районах дельтового осадконакопления, называемых депоцентрами.

В песчаниках рудные залежи в поперечном сечении имеют тенденцию образовывать характерные С-образные формы (рис. 3). Подземные воды всего быстрее двигаются в центральной части водоносного пласта, что обуславливает увеличение здесь мощности рудного тела и выгнутость его вниз по течению подземных вод. Верхние и нижние крылья или хвосты рудной залежи вытягиваются сзади носовой¹ части ролла.

Другой формой является S-образный ролл, который формируется при возникновении обратного изгиба на одной из сторон С-образного ролла вокруг барьера проницаемости (рис. 4). В

¹ В советской литературе — мешковой части ролла. — Прим. перев.

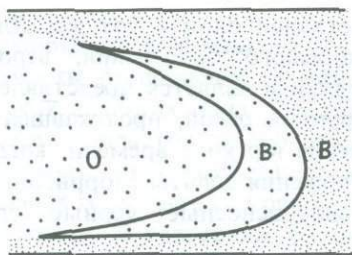


Рис. 3. С-образный ролл. О — окислительные условия; В — восстановительные условия.

иллюстрируемом случае нарушение нормальной формы рудного тела обусловлено наличием в водоносном пласте прослоя глин. Указателем направления к другому рудному телу в этом случае может быть обратный хвост S-образного ролла, который направлен по течению, а также к центру водоносного пласта.

В плане «нос» ролла выдвигается дальше всего по падению в местах развития наиболее проницаемых пород. Таким образом, осевая линия роллового фронта может быть синусовидной по очертаниям и протягиваться на многие километры. Там, где в разрезе присутствует несколько прослоев песчаников, роллы могут располагаться один над другим, причем ролл самого верхнего (и самого молодого) прослоя обычно бывает наиболее продвинут в направлении падения слоев.

Извилистый характер роллового фронта в плане указывает на то, что подземные воды, в которых он перемещается, не пересекают этот фронт под прямым углом. В своем перемещении он должен лишь иметь определенную составляющую, пересекающую и окислительную, и вос-

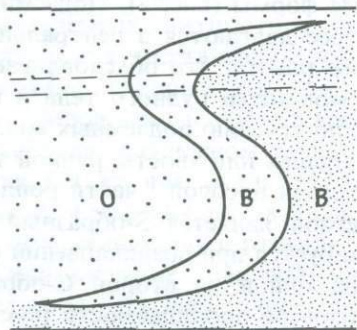


Рис. 4. S-образный ролл. О — окислительные условия; В — восстановительные условия.

становительную части фронта. В случае цилиндрической формы массива вмещающих пород, что в приближенном виде может иметь место в русловых песчаных отложениях, ролловый фронт может становиться языкообразным, и оруденение тогда концентрируется на конце этого «языка». В поперечном сечении несколько позади передовой части, где окисленные породы окружены хвостами рудной залежи, последняя может иметь форму зеркальных С-образных роллов (рис. 5). В подземных выработках в этом случае может показаться, что рудоносные растворы двигались налево и направо, а вовсе не перпендикулярно в плоскости этого сечения. Однако в действительности подземные воды двигались здесь почти параллельно наблюдаемым хвостам ролла, и лучшие руды обычно лежат ниже по падению, где соединяются эти два зеркальных ролла. Наиболее типичны такие формы залежей в третичных бассейнах Вайоминга.

Со временем фронт окисления — восстановления может смещаться от верхнего края вниз по падению на тысячи метров, перенося с собой рудные залежи и оставляя позади себя следы изменений в виде окисленных пород. В случае эрозии эти характерные признаки могут оказаться на поверхности или могут быть прослежены выработками на несколько километров вплоть до места нахождения роллового фронта, их породившего.

Ролловый фронт представляет собой находящуюся в недрах земли граничную поверхность между восстановительными и окислительными средами. Он может на значительном своем протяжении не нести никакого оруденения. В других случаях в нем могут концентрироваться помимо урана и другие металлы, например железо, ванадий, молибден, серебро [10] или тяжелые металлы [11]. Названные металлы могут накапливаться в любых комбинациях, но последовательность перекрывающих друг друга полос или зон

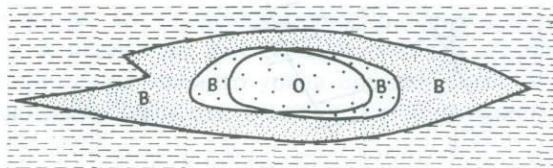


Рис. 5. Зеркальный ролл. О — окислительные условия; В — восстановительные условия.

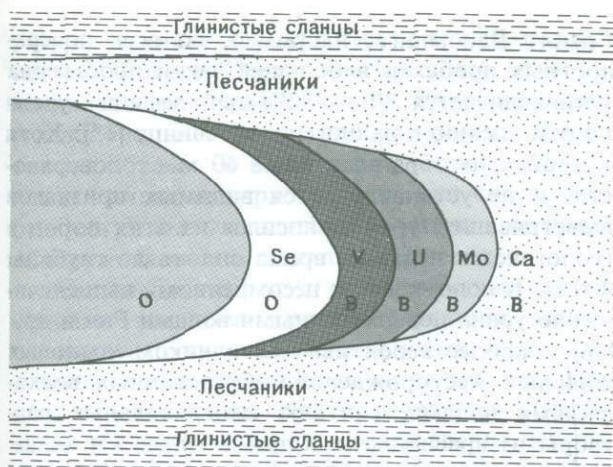


Рис. 6. Зональность в пределах роллового фронта. О — окислительные условия; В — восстановительные условия.

неизменно определяется направленными электрохимическими процессами [12].

В одной из наиболее популярных генетических концепций высказывается предположение, что эти металлы постепенно выщелачиваются из вмещающих пород по мере прохождения через них роллового фронта. Урановорудные районы обычно находятся в областях с повышенными фоновыми содержаниями урана. Судя по характеру пород на окисленной стороне ролла, выщелачивание здесь может быть чрезвычайно интенсивным. При высокой эффективности механизма осаждения для получения тех количеств урана, которые сосредоточены в рудных залежах, достаточно удаления из обычных объемов окисленных пород, связанных с месторождениями роллового фронта, всего нескольких миллионных долей содержащегося в них урана.

Одно из решений проблемы, почему окисление и восстановление в зоне роллового фронта могут быть столь интенсивными, было предложено Рэкли [12], который показал, что энергия гальванических ячеек, контролирующих геохимические реакции, может обеспечиваться сульфат-редуцирующими и сульфат-окисляющими бактериями. Такое объяснение, по-видимому, применимо к тем случаям, когда доминирующими минералами, осаждающимися в минерализованной зоне, являются сульфиды железа.

Там, где сульфиды отсутствуют или их очень мало, питательной средой для других родов

микроорганизмов может быть органическое вещество. Третье объяснение осаждения металлов в восстановительной среде основывается на образовании хелатов за счет органических кислот высокой молекулярной массы, примером чего могут служить гуматы, присутствующие в значительных количествах в некоторых рудных телах в штате Нью-Мексико.

ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ. Большинство металлоносных черных сланцев имеет морское происхождение, но и восстановительные фации в пресноводных озерах и болотах являются потенциальными местами накопления для урана и ассоциирующихся с ним металлов. В любом случае как уран, так и сопутствующие ему металлы поступают во вмещающие породы во время осадконакопления.

Весьма крупные запасы низкосортных руд урана сосредоточены в черных сланцах формации Чаттануга в штате Теннесси. Минерализованные участки этих девонских сланцев занимают территорию нескольких округов, но при мощности металлоносных горизонтов до десятков метров средние содержания U_3O_8 в них составляют только 0,05%. Большая часть пород этого типа вообще не будет иметь практического значения, если только какие-либо политические обстоятельства не заставят принять решение о их разработке.

Месторождения в метаморфических породах

Наиболее крупные и наиболее богатые месторождения урана в мире залегают в метаморфических породах. Подробный обзор классификаций этих месторождений был дан Ружичкой [13]. По его классификации жильные месторождения урана подразделяются на пять типов, главным образом на основе минерального состава.

Как «урановые месторождения неопределенного генезиса» были описаны Матьюзом и др. [9] жильнообразные залежи. За исключением небольшого числа таких месторождений в осадочных породах, эта группа подразделяется на месторождения, связанные с несогласиями, и месторождения в метаморфических породах. В генетической классификации крупнейших жильнообразных (протерозойских) месторождений мира

Далькамп и Адамс [14] раскрывают связь концентраций урана в различных типах вмещающих пород с процессами диагенеза, метаморфизма, метасоматоза и выветривания. Результатом этой работы явилось логичное генетическое объяснение возникновения целого спектра известных в настоящее время жильобразных месторождений.

В самых общих чертах представления этих авторов таковы. Концентрации урана в осадочных породах в процессе метаморфизма, сопутствующего орогенезу, подвергаются перераспределению в пределах ураноносных пластов. Вследствии месторождения урана могут быть защищены от поверхностного выветривания более молодым осадочным чехлом, как это наблюдается, например, в районе Биверлодж в Канаде. Дальнейшая концентрация урана вблизи несогласия может происходить благодаря процессам магнезиального и борного метасоматоза, примером чего может служить месторождение Рейнджер I в Австралии. При отсутствии осадочного чехла в случае интенсивного субтропического выветривания могут развиваться глубокие коры выветривания, в которых возможно перемещение урана. Однако крупных месторождений, сформировавшихся в подобных условиях, пока не известно. Если после эпохи глубокого выветривания отлагаются мощные (до нескольких тысяч метров) толщи континентальных осадков, происходит диагенетическое перераспределение урана и никеля; вдоль несогласия также проявляются процессы хлоритизации и каолинизации, как это имеет место в бассейне Атабаска. На позднейших стадиях рудообразования минеральные залежи смещаются сбросами и в них развивается трещиноватость; в результате движения подземных вод уран может перетлагаться в виде сажистой урановой смолки¹ и коффинита в перекрывающих осадках.

Как уже говорилось выше, потенциальным источником урана могут быть самые разнообразные породы. Наиболее важными из них являются гранитоиды, которые известны во многих крупных урановорудных районах мира. Количество урана, которые могут быть извлечены из этих массивов, обычно огромны. В горах

Гранит Вайоминга, например, во всех поверхностных пробах и в большей части проб керна устанавливается 30 — 80%-ный дефицит урана по отношению к радиогенному свинцу [15]. Хотя в пробах, отобранных ниже 60 м от поверхности, и не устанавливается видимых признаков выветривания, уран выносился из этих пород в геологически недавнее время вплоть до глубины 400 м. В дополнение к несомненному выщелачиванию урана поверхностными водами Рич и др. [16] наиболее вероятным источником урановых жильных месторождений, образованных восходящими водами, считают окислительные растворы из красноцветных толщ.

Основным ключом к объяснению накопления урана помимо предполагаемого понижения давления и температуры, а также фугитивности кислорода представляется участие агенто-восстановителей. Преобладающее распространение в жильобразных месторождениях урановой смолки свидетельствует о неперменном участии в образовании этих месторождений процессов восстановления урана от подвижных шестивалентных соединений до стабильных четырехвалентных. Предполагается целый ряд агенто-восстановителей, часть которых уже рассматривалась ранее в модели месторождений роллового фронта. Это — сульфиды, графит, углеродистое вещество, биотит, амфиболы, хлорит, сероводород и углеводороды. Связь этих веществ с жильобразными месторождениями очевидна.

Рич и др. [16] показали, что в 33 из 37 месторождений, где урановая смолка присутствует вместе с сульфидными цветными металлами, она образуется ранее этих последних. Это заставляет предполагать проявление других механизмов осаждения урана в дополнение к процессу окисления сульфидов. Интересные соображения на этот счет могут появиться в связи с современными исследованиями отложений горячих источников, ассоциирующихся с центрами спрединга океанического дна и содержащих многочисленные элементы. На годичной неофициальной сессии «Общества поисковиков-геохимиков» в июне 1982 г. С.Д. Скотт докладывал, что пробы, отобранные из каналов «курящихся» источников во впадине Гуайяма, были насыщены нефтью. Богатые органическим веществом морские осадки, по-видимому, необычайно быстро достигают здесь зрелости в результате повышения темпе-

¹ Урановых черней. — Прим. перев.

ратуры в связи с развитием гидротермальных систем. Доктор Скотт отмечает, что воды источников с температурой ниже 200 °С содержат углеводороды в количестве нескольких процентов по объему. В некоторых трещинах обнаружены скопления горного воска или смол, которые могут быть аналогами керогена и битумов, обнаруживаемых в эксалятах сегодня.

Ассоциация нефти с гидротермальными системами зон океанического спрединга хорошо согласуется с наличием крупных нефтяных полей в авлакогенах. Примерами крупных нефтеносных неразвившихся рифтов являются Суэцкий залив и Северное море. С точки зрения перспективности поисков, чем быстрее идет спрединг океанического дна, тем интенсивнее тепловой поток и тем крупнее «курящиеся» источники и сопутствующее им орудование.

Хотя это и не отмечалось ни в одном докладе «Общества поисковиков-геохимиков», урановые жильные месторождения, по-видимому, связаны с метаморфизованными аналогами эксалятов, в которых доминируют кварц-хлорит-серицитовые ассоциации, полосчатые железистые кварциты и графитистые метапелиты. Эти ассоциации свидетельствуют, что источник тепловой энергии при образовании жильных месторождений урана и механизм восстановления связаны с процессами созревания пелагических осадков, обогащенных органическим веществом. Относительно тонкозернистый характер этих отложений определяется уровнями глубин, на которых они образовались. Важно отметить, что в большинстве жил района Атабаски вместе с урановой смолкой встречается битуминозный материал. Кроме того, начальные стадии рудообразования имеют тот же возраст, что и вмещающие породы. Эта модель может также объяснить, почему недавно открытые канадские жильные месторождения располагаются недалеко от эрозионного несогласия.

Поисковые методы

Поиски полезных ископаемых являются полем деятельности, связанным с целым рядом научных дисциплин. Большая часть работы по сбору материалов может быть классифицирована как геологические, геофизические и геохимические исследования. Каждая из этих трех групп

используется в различных масштабах (от 1:1 000 000 до 1:100). Геохимия в отдельных случаях становится важной на миллиметровых и более низких уровнях, когда дело идет о компонентах индивидуальных зерен или зон кристаллов. Наиболее многообразны в отношении масштаба геологические исследования, имеющие поисковое значение уже в масштабах целых континентов, когда определяются границы металлогенных провинций и выявляются их генетические особенности.

Геологические методы

Те признаки, на которых базируется оценка возможности нахождения уранового месторождения, могут рассматриваться в ряде аспектов: источника материала, способа переноса и механизма осаждения. Расшифровка всех этих стадий рудообразующего процесса более проста для латерального перемещения в песчаниках, чем для процессов в метаосадках, где восходящие движения могут быть затухиваны комбинированными латеральными и нисходящими перемещениями материала.

ПРИЗНАКИ ИЗМЕНЕНИЙ В ПЕСЧАНИКАХ. Наиболее широко признаваемыми источниками урана в песчаниковых месторождениях являются кислые вулканические породы и породы, богатые полевыми шпатами. В 50-х и 60-х годах среди геологов, занимающихся ураном, происходили дискуссии по поводу предпочтительности того или другого источника. Вероятно, все же более важны туфогенные осадки, о чем свидетельствует широкое распространение вулканического пепла в мезозойских и кайнозойских породах¹ и легкость, с которой он подвергается выщелачиванию. Однако при отсутствии опыта пепловый материал может оказаться незамеченным в благоприятных вмещающих породах, если только он не составляет большей части осадка.

Там, где уран извлекается из составных частей гранитных пород, он может либо поступать непосредственно из интрузивного массива и переноситься в близлежащие осадки, либо проходить промежуточную стадию формирования

¹ Очевидно, имеются в виду отложения в западных урановородных районах США. — *Прим. перев.*

аркозовых осадков в краевых частях бассейна осадконакопления. В любом случае для освобождения урана из крупного источника и последующей его концентрации требуется по крайней мере один эрозионный цикл.

Таким образом, для пород-источников должны быть характерны признаки окисления и выщелачивания. Если первичные породы представлены светлоокрашенными песчаниками, изменения могут быть слабо заметными, и для их выявления потребуется изучение многих участков. Чаще всего имеют место как изменение цвета в результате окисления железа, так и осветление благодаря выносу ряда металлов. Различия в содержаниях урана в выщелоченных и невыщелоченных породах, достигающие нескольких миллионных долей, вполне достаточны при выветривании больших объемов пород для получения необходимых количеств металла.

Выявление пород, служивших источниками урана, — дело весьма важное, поскольку и при чрезвычайно сильно проявленных признаках изменения, указывающих на существование роллового фронта, не обязательно происходит накопление урана. Последний, по всей вероятности, не является непременным ингредиентом даже в случае чрезвычайно четко развитого роллового фронта.

Размер зерен в породах-источниках может быть достаточно мелким. Например, благоприятные водоносные песчаные горизонты, в которые просачиваются сверху метеорные воды, могут перекрываться обширными пологозалегающими туфовыми покровами мощностью до 100 м и более. Туфы же, будучи сильно изменены, могут стать похожими на, казалось бы, неблагоприятные глинистые породы. Вблизи поверхности проницаемые песчаники могут быть интенсивно силицифированы и превращены в непроницаемые кварциты в результате высвобождения кремнезема из этих туфов. В других случаях крайнего уплотнения, как правило, из-за загрязнения, даже наиболее загрязненные и нелитифицированные вмещающие породы должны иметь некоторые количества среднезернистого песка для сохранения необходимой проницаемости, обеспечивающей транспортировку металла.

Расстояние переноса урана от пород-источников до современного местонахождения оруденения обычно составляет от 1 до 10 км.

Так как большая часть роллового фронта продвигалась через породы, лежащие выше по падению от минерализованной зоны, следует подчеркнуть большую важность распознавания признаков изменений, которые описываются ниже.

Когда благоприятный водоносный горизонт вмещает ролловый фронт, путь которого измеряется несколькими километрами, источником металла могут быть сами породы этого горизонта, вмещающие рудную зону. Для этого они должны были первоначально содержать те несколько миллионных долей урана, которые впоследствии выщелачивались.

Подразумевается, что процесс растворения и перемещения урана подземными водами сопровождается эрозией пород-источников и вмещающих толщ. По этой причине урановорудные залежи обычно перекрываются несогласными комплексами пород. Можно предположить, что, чем длительнее был период эрозии и чем интенсивнее она протекала, тем лучше, если не начинают разрушаться сами вмещающие оруденение породы. С другой стороны, при идеальных условиях для выщелачивания, наличии прекрасных пород-источников и возможностях осаждения в хорошо буферизуемых вмещающих отложениях достаточным может оказаться и современный цикл континентальной эрозии. Промышленные рудные залежи установлены на техасском побережье Мексиканского залива в отложениях плиоценового возраста, а в благоприятных обстановках их можно искать даже в более молодых образованиях.

Большинство крупных месторождений в песчаниках имеет мезозойский и кайнозойский возраст [17]. Это, несомненно, обусловлено тем, что толщи этого возраста содержат крупные массы континентальных и прибрежно-морских песчаников и несут следы нескольких периодов эрозии и выветривания. Основная часть урана, поступавшая в палеозойские морские бассейны, переотложилась в слабо минерализованные черные сланцы, поскольку в это время еще отсутствовали эффективные механизмы его концентрации.

Предлагаются различные модели осаждения урана на восстановительной стороне окислительно-восстановительного фронта. В простейшей (и наименее благоприятной для рудонакопления) модели этот фронт представляет собой

границу зоны поверхностного окисления в первично восстановленных, но способных к окислению породах. В этом случае небольшое количество присутствующих оксидов железа отражает умеренное окисление под действием кислород-содержащих подземных вод. Типичны изменения окраски от светло-серой до светло-коричневой.

Для концентрированного накопления урана вмещающие породы должны быть более восстановленными, т. е. обладать высокой восстановительной емкостью и иметь отрицательные значения окислительно-восстановительного потенциала. Последнее требование может считаться выполненным при наличии сульфидов, органического вещества в виде остатков растений, гуматов или углеводов. Гуматы обладают необычайно высокой способностью удерживать ионы металлов, включая уран, посредством механизмов ионного обмена и захвата хелатами [18]. Что касается других восстановителей, то они не могут обеспечить восстановление урана, и их значение в основном заключается в том, что они поставляют питательные вещества для анаэробных бактерий, которые создают весьма сильную восстановительную обстановку.

Как распространение процессов выветривания, так и продвижение роллового фронта связаны с развитием процессов окисления. Последний из них в стадию полного развития геохимической ячейки включает не только процессы интенсивного окисления, но и предварительную стадию сильного восстановления. В соответствии с этим признаки изменений, которые связаны с перемещением роллового фронта, более разнообразны по своему характеру и проявлены более отчетливо. Когда вмещающие толщи хорошо обнажены на поверхности, разнообразие окрасок в зонах изменения может быть закартировано с помощью цветного фотографирования при аэросъемках. Таким образом, песчаные формации и бассейны в целом могут быть обследованы гораздо быстрее, чем это возможно даже при наиболее мелкомасштабных рекогносцировках.

Восстановленные руды обычно приобретают серый оттенок. Если содержание урана в них высокое, они становятся черными. В пределах конкретной площади по интенсивности серой окраски можно судить о содержаниях урана в руде. Если полезные компоненты полностью

удалены вследствие интенсивной биологической деятельности на окислительной стороне геохимической ячейки, появляются белесые или почти белые окраски.

Высокосортные руды в своем латеральном перемещении могут останавливаться вблизи барьеров проницаемости или «застревать на мели» в связи с понижением уровня подземных вод. Если они при этом защищены от просачивания вадозных вод непроницаемой крышкой или эти воды отсутствуют в связи с аридным климатом, то сохранившиеся рудные залежи могут вследствие эрозии выходить на поверхность. Даже в этих достаточно необычных условиях перед вскрытием они обычно будут окисляться с образованием ярко-желтых минералов.

Гораздо чаще вмещающие породы по мере прохождения роллового фронта лишаются урана. В результате в обнажениях наблюдаются безрудные окисленные песчаники. Окраска их контролируется в основном степенью окисления железа и количеством его в породе. По мере перехода от наиболее окисленных пород к наиболее восстановленным наблюдается постепенная смена окрасок в следующем порядке: красная, оранжевая, желтая, зеленая, серая и черная. Как правило, названные цвета никогда не бывают достаточно чистыми, чтобы прямо совпадать с теми или иными членами этой последовательности. Серый оттенок может изменяться от светлого до темного, или из-за примеси других цветов возникают различные оттенки бурого цвета, например красновато-темно-бурый, оранжево-бурый, светло-желто-бурый и т. д.

Как известно, железо — весьма чувствительный индикатор для определения степени окисления пород. Оно может быть использовано для разделения окислительных и восстановительных обстановок в урановых месторождениях (табл. 3) даже в такой трудной ситуации, когда процессы формирования роллового фронта подавляются латеральным распространением плитообразных залежей или диффузионными процессами. Граница окисление-восстановление лежит между светлыми и средними серыми и зелеными окрасками. Вблизи оруденения темные тона окраски усиливаются с увеличением содержания урана, но при высоком содержании железа увеличивается и интенсивность зеленой окраски. Такие окраски являются признаками вторичного

Таблица 3. Окраска пород вблизи окислительно-восстановительного фронта

Окисленные породы		Восстановленные породы	
Очень светлая зеленая	Светло-зеленая	Зеленая	Темно-зеленая
Очень светлая серовато-зеленая	Светлая серовато-зеленая	Серовато-зеленая	Темная серовато-зеленая
Очень светлая зеленовато-серая	Светлая зеленовато-серая	Зеленовато-серая	Темная зеленовато-серая
Очень светлая серая	Светло-серая	Серая	Темно-серая

обогащения ураном и железом, а также показателями степени окисления, и могут с успехом использоваться при исследованиях в метаморфических и магматических породах.

После проявления интенсивных окислительно-восстановительных процессов в обнажениях могут сохраняться и некоторые другие признаки таких изменений. Некоторые из этих признаков связаны с передней, восстановленной стороной роллового фронта, а другие — с тыловой, окисленной его зоной.

Еще до осаждения урана [14] обычно формируются кальцитовые нодулы или конкреции, которые бывают только слаборадиоактивными. Конкреции могут иметь размеры до 1 м и при выветривании образуют причудливые формы. Примечательным образованием, однако часто пропускаемым, является «гороховый» («buck shot») кальцит, развитый в виде достаточно плотно упакованных шариков диаметром 1—2 см. Эти шарики могут быть изолированными, но в отдельных случаях они могут представлять собой в различной степени разрушенный кальцитовый цемент вмещающих песчаников.

Другой характерной чертой, которая может наблюдаться в обнажениях, является цветная полосчатость. Она отмечает прежние положения роллового фронта, сохраняя вариации и количественного содержания железа, и степени его окисленности. Перемежающиеся цветовые полосы образуют циклы, которые даже на одном обнажении могут повторяться много раз. Ширина этих циклов колеблется от 0,1 см до нескольких десятых долей метра.

Цветная полосчатость наиболее легко обна-

руживается в тех случаях, когда она не параллельна напластованию, как это обычно бывает вблизи хвостов ролла. При этом может наблюдаться любая указанная выше для окисленных пород окраска, иногда отчетливая и яркая, а иногда с едва угадываемыми различиями. Наиболее благоприятны отчетливые желтые и красные окраски, особенно когда они весьма интенсивны, что указывает на крупные геохимические ячейки.

В горных выработках можно видеть заворачивание роллового фронта около непроницаемых барьеров; подобным же образом ведут себя цветные полосы на поверхности. Около конкреций, например, могут развиваться кольца слезообразной формы, вытянутая вершина которых указывает направление течения, перемешавшего в свое время ролловый фронт.

Иногда более раннюю серию цветных полос пересекают полосы второй генерации. Они обычно отличаются более слабой окраской, но тоже образуют циклы, которые имеют среднюю, а иногда и значительную протяженность. Такое наложение указывает на изменение направления водного потока и, возможно, на то, что измененные породы проходили еще один цикл окисления и восстановления в системе геохимической ячейки. Простейшим объяснением подобного наложения является химическая деятельность бактерий. Автор предполагает, что сульфат-редуцирующие бактерии могли быть причиной восстановления окисленных пород, содержащих сульфатные воды, если минерализованные породы в пределах роллового фронта на время приостанавливали движение потока в пер-

воначальном направлении.

Другим специфичным случаем цветной полосчатости являются тонкие концентрические кольца, которые могут развиваться вокруг катещей глин. Эти образования имеют размеры от нескольких сантиметров до нескольких десятков долей метра и могут включать до 10 — 20 циклов.

Отчетливые светлые пятна диаметром в несколько сантиметров представляют собой «каолиновые гнезда», которые образуются благодаря выполнению каолинитом межзерновых пространств. Пятна обычно находятся на расстоянии 1—10 см друг от друга и рассеяны более или менее равномерно по вмещающей породе. Это явление, обычное для окисленных пород, возможно, является специфическим признаком развития геохимической ячейки как в обстановке роллового фронта, так и в менее динамических условиях формирования плитообразных залежей. Уонти с коллегами [19] обнаружили аномальное насыщение каолинитом, иллитом, монтмориллонитом и двумя разновидностями цеолитов водоносного горизонта в зоне шириной 1—2 км вокруг двух рудных залежей в южном Техасе.

Слабым, но отчетливым признаком изменений является разрушение мафических минералов. Этот признак наиболее полезен при бескерновом бурении, когда наблюдению доступен только шлам, а другие признаки изменений не сохраняются. Эти изменения можно выявить с помощью бинокля или ручной лупы по превращению биотита в хлорит или магнетита в гематит и лимонит.

Другие минералы тоже несут следы изменений. Когда вмещающие породы имеют аркозовый состав, то, вероятно, наиболее очевидными будут изменения внешнего облика полевых шпатов от нормальных полупрозрачных до осветленных или мертвенно-белых. Даже кварц может обнаруживать следы глубокой коррозии.

Как и следует ожидать, направление движения геохимических ячеек может не совпадать с современным падением вмещающих пород, но имеется ряд признаков, которые помогают наметить сеть буровых скважин, в центре которой будут находиться наиболее интенсивно измененные на выходах песчаники. Если обнажения достаточно велики и наблюдения можно вести во

всех трех измерениях, ось движения ролла можно определить непосредственно по цветным полосам. Также могут быть полезны более мелкие особенности в центральных частях крупных роллов, например упоминавшаяся выше слэзообразная полосчатость.

Если тектоническая история района хорошо изучена и рабочая гипотеза, принятая при поисках, предполагает, что направление потока, сформировавшего ролл, примерно отвечает первичному наклону вмещающих его слоев, то могут быть использованы косая слоистость и знаки ряби течения. При отсутствии другой достоверной информации направление переноса осадков может быть принято за индикатор направления перемещения роллового фронта.

БЛАГОПРИЯТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД. Богатейшие урановые месторождения в метаморфических породах встречаются вблизи главного регионального несогласия между нижнепротерозойскими метаморфическими толщами фундамента и перекрывающими их песчаниками. Предполагаемым источником урана для них являются гранитные и гнейсовые комплексы приподнятых блоков. Рудные залежи располагаются на пересечении измененных и минерализованных зон нарушения, которые могли служить каналами для переноса больших объемов ураноносных растворов, проходящих через обладающие восстановительными свойствами графитовые и хлоритовые сланцы. Благоприятные вмещающие комплексы характеризуются широким разнообразием метаморфических пород; наиболее обычны среди них кристаллические сланцы, сложенные преимущественно кварцем, хлоритом, серицитом и графитом. Элементами — спутниками урана в этих месторождениях наиболее часто бывают никель, кобальт, медь, цинк, свинец, мышьяк и висмут.

Особенности жильных месторождений, связанных с несогласиями, коротко можно суммировать следующим образом [7]: «Они встречаются в зонах нарушений, трещиноватости и брекчирования в осадочных и претерпевших ретроградный метаморфизм, хлоритизированных метаосадочных породах. Урановые жилы здесь содержат урановую смолку и различные количества сульфидов и сульфоарсенидов и, как правило, ассоциируются с повсеместно проявленной гематитизацией».

Жилообразные месторождения связаны как с восходящими, так и нисходящими водами. Значение тех и других представляет предмет постоянных дискуссий. Характерные признаки, которые могут быть использованы для разделения восходящих и нисходящих вод, рассматриваются в работе под редакцией Микла [7]. Некоторые из них имеют латеральную температурную зональность измененных пород, которая может указывать на повышение или понижение температуры минералообразования при удалении от центра жилы. О повышении или понижении температуры могут также свидетельствовать газово-жидкие включения. Асимметричный рост кристаллов обычно указывает направление движения растворов, из которых они образовались. Вертикальные размеры рудных залежей гипергенного происхождения редко превышают 200 м.

Геофизические методы

Измерение радиоактивности при поисках урана, несомненно, является самым важным из геофизических методов. В последнее десятилетие в связи с прогрессом в области разработки аппаратуры эти измерения изменили свой характер и от общего гамма-счета перешли к раздельно определяющей гамма-спектрометрии. Совсем недавно, если рассматривать с точки зрения затраченных в процессе поисков долларов, радиометрию затмил метод индуцированных переходных импульсов (Induced Pulse Transient — ИНПУТ)¹. Эта ситуация отмечает поворот в сторону поисков слепых жильных месторождений, связанных с несогласиями, и высокую эффективность примененных поисковыми компаниями методов ИНПУТ.

Использование методов обнаружения радона в почвах и водах рассматривается в разд. «Геохимические методы». Ряд общих геофизических методов, применяемых в стандартных ситуациях для решения структурных и литологических вопросов, в настоящей статье не рассматриваются.

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ПОИСКИ. Первоначально поисковая аппаратура была оснащена счетчиками Гейгера. В 1950-х годах в США геологами и

просто любителями приобретались тысячи таких приборов. В первые несколько лет тонкости поисков урана были еще никому не знакомы, но простота методов его выявления в рудных концентрациях обусловила открытие многих месторождений в эпоху первого уранового бума. Начиная с конца 50-х годов геологи обращаются к сцинтиллометрам, лучшие образцы которых не были превзойдены вплоть до 70-х годов.

Пешиходные поиски. Наиболее простыми и дешевыми приборами для замера уровней радиоактивности являются счетчики Гейгера. Поскольку они способны фиксировать бета- и гамма-излучение, они дают полезную информацию о распределении урана и его дочерних продуктов. Эти приборы используются вплоть до настоящего времени благодаря их способности измерять излучение столь малых источников, какими являются пробы керна, а также обеспечивать опробование огромных количеств руды.

В сцинтилляционных детекторах используются кристаллы иодида натрия с таллиевой присадкой, которые испускают небольшие вспышки света при захвате гамма-лучей. В трубке фотумножителя это мерцание света преобразуется в электрические импульсы, вполне определенные для каждого излучателя. Такие приборы гораздо более чувствительны и пригодны для изучения более слабых и более далеко расположенных излучателей по сравнению со счетчиками Гейгера. Ими можно измерять общую гамма-активность на больших площадях. В моделях с кристаллами больших объемов они могут использоваться при авто- и аэрогаммасъемках и характеризуются высокой чувствительностью.

При обследовании земель, рекомендуемых для постановки разведочных работ, измерение средней радиоактивности (и проведение контуров) по обнажениям является ошибкой. Как правило, даже на очень крупных площадях выходов коренных пород наибольшую ценность представляет самое высокое значение радиоактивности. Поверхностное выщелачивание обычно понижает радиоактивность почти до фоновых содержаний. При этом в конкрециях, глиняных катъшах, прослойках алевролитов и в других образованиях, характеризующихся слабой проницаемостью, могут быть обнаружены слабые признаки первичной минерализации. Такие признаки являются прекрасными радиометрически-

¹ Советский аналог — индуктивная аэроэлектроразведка методом переходных процессов (АМПП). — Прим. перев.

ми и геохимическими индикаторами оруденения.

В каждом пункте измерений следует наносить только наиболее высокие значения радиометрических замеров. При проведении изолиний рекомендуемый интервал — величина фонового содержания. Если за фоновое принимается обычное наименьшее содержание по провинции, обычно оно составляет 0,005 мР/ч. Аномальными могут считаться только значения, более чем в три раза превышающие фоновые.

Полевое измерение радиоактивности рекомендуется вести в миллирентгенах в час (мР/ч). Многие приборы замеряют число импульсов в секунду (имп./с) или импульсов в минуту (имп./мин), но получаемые значения сильно варьируют в зависимости от величины кристалла, размера прибора и его чувствительности. Там, где при поисках на обширных площадях или при детальных поисково-разведочных работах применяются приборы нескольких типов, при сравнении различных измерений встает сложнейшая проблема калибровки.

Гамма-спектрометры обычно представляют собой сцинтиллометры, способные различать энергетические уровни индивидуальных лучей. Среди этих приборов есть небольшие портативные модели и крупные приборы, смонтированные на различных транспортных средствах. Они как минимум различают гамма-лучи, связанные с распадом калия, урана и тория. Эта радиоактивность практически включает весь спектр природного гамма-излучения, возникающий на земной поверхности.

Наземные методы с использованием транспортных средств. Для быстрого обследования площадей, измеряемых квадратными километрами, крупногабаритные и более чувствительные сцинтиллометры и спектрометры могут монтироваться на различных транспортных средствах. Очевидным преимуществом при этом является увеличение обследованных площадей. Наземные съемки с использованием транспортных средств и аэросъемки весьма эффективны при выявлении достаточно крупных по площади районов, часто содержащих группы месторождений. Однако при этом для обнаружения на поверхности признаков конкретного месторождения должны использоваться ручные приборы. Для обеспечения быстроты и точности записи измерений и последующего их нанесения на гра-

фики к определительской аппаратуре необходимо подключать аналоговые и цифровые записывающие устройства. Прогресс последних лет привел к замене наземных съемок с использованием транспортных средств аэрометодами.

Аэрометрические методы. В течение 1950-х годов при аэросъемках использовались портативные сцинтиллометры, смонтированные на легких самолетах с небольшой высотой полета. Показания радиометра наносились на карту или аэрофотоснимки для последующей полевой проверки. Этот метод широко применим и сейчас благодаря скорости и дешевизне оценки средних по размерам площадей, где полезна даже минимальная радиометрическая информация.

Для более крупных площадей оправданно применение более сложных современных аэрометрических систем. Использование в качестве антенн крупных кристаллов повысило чувствительность измерений. Многоканальные записывающие устройства способны фиксировать детали гамма-спектра в короткие временные интервалы, а также точное местоположение самолета и данные по коррекции космической радиации и радиации от пыли в атмосфере. Вся эта разнообразная информация сортируется компьютером, который обеспечивает сложный статистический анализ и составление карт изоконцентрат, показывающих распределение калия, урана и тория отдельно, в сумме и в отношениях. Эти карты могут быть использованы, например, для выделения площадей с высоким «гранитным» фоном среди площадей с более слабой гамма-активностью, где могут быть развиты вторичные концентрации урана.

СЪЕМКИ ИНПУТ. Радиометрические съемки можно проводить на территориях, сложенных различными породами, но чехол мощностью всего 1 м уже может маскировать весьма крупную аномалию. Этот раздел, в котором описывается один из типов аэроэлектромагнитной съемки, особенно важен для класса месторождений, широко известных под названием «жилы несогласия»¹.

Прекрасный обзор электромагнитных методов дан в работе Босгарта и Пембертона [20]; мы же здесь остановимся на системах, которые

¹ Чаше «месторождения несогласия». — Прим. перев.

обычно используются при поисках урана. Система индуцированных переходных импульсов (ИНПУТ), разработанная Barringer Research, использует импульсы аэробортовой петли для индуцирования вторичного поля в естественных проводниках с последующим замером затухания этого поля с помощью буксируемой «птицы»¹. Эти съемки обычно сопровождаются магнитометрией. Методы количественной интерпретации аэромагнитных данных приводятся в работах Морли и Бхаттачарийи [21] и Спектора [22].

В работе Патерсона [23] суммированы характеристики сигналов аэроэлектромагнитных систем от естественных проводящих объектов. Такие объекты могут быть представлены сульфидизированными и графитистыми горизонтами, полосчатыми магнетитовыми и серпентинитовыми залежами, а также обводненными зонами тектонических нарушений. Значение того или иного из этих проводящих объектов рассматривается в разд. «Поисковые модели».

Съемки ИНПУТ при наличии крупных хорошо проводящих зон обеспечивают глубинность исследования до нескольких сотен метров. В то же время они хорошо определяют форму, глубину залегания и степень проводимости проводящего объекта, а также при хорошей разрешающей способности позволяют разделять выделенные объекты.

Следует иметь в виду, что определенную проблему могут представлять обводненные наносы, а также предметы на местности, связанные с деятельностью человека. Мощная кора выветривания или рыхлый кайнозойский чехол тоже могут маскировать сильные аномалии в подстилающих породах. Интерпретацию следует вести только до глубин, с которых улавливаются аномальные сигналы (24). Наносы могут дать ложные аномалии, которые имитируют аномалии поисковой модели [25]. Плоды деятельности человека, такие, как линии электропередач, трубопроводы и дороги, также вызывают местные помехи. В связи с этим интерпретация в индустриальных и густонаселенных районах становится невозможной.

В работе Лазенби [26] приводятся примеры интерпретации горизонтальных и наклонных

плоскостных проводников. Приемы дальнейшей обработки при качественной и количественной интерпретации предлагаются Пэлеки и Уэстом [27] и Пэлеки [28].

Геохимические методы

Перед началом выполнения геохимической программы следует выбрать подходящий способ опробования и наметить сеть отбора проб. Выбор способа опробования базируется на возможностях одного из пяти известных типов² геохимического опробования с учетом преимуществ и недостатков каждого из них. Воды, коренные породы и растительность могут присутствовать в одних районах и практически отсутствовать в других. Наиболее широко применимо опробование почв и осадков потоков. Исключение составляют области пустынь, покрытые золовыми песками, но и здесь осуществимо опробование по крайней мере одной разновидности лежащего на поверхности материала. В дополнение к тем описаниям геохимических методов, которые приведены ниже, многие детали полевых исследований и аналитических методов можно найти у Левинсона [29].

ВЫБОР СПОСОБА ОПРОБОВАНИЯ. Вероятной причиной столь высокой популярности геохимического опробования осадков потоков является тот факт, что они представляют материал, собранный с больших площадей поверхности. Это предопределяет малую плотность опробования и дает возможность выделять провинции отдельных металлов или крупные геохимические области, обогащенные каким-либо элементом. Разумеется, опробование отложений потоков может использоваться и в более крупном масштабе, например при поисках локализованного оруденения. Но преимущества этого способа опробования все же в интегрированности материала, что позволяет быстро выявлять места для более детальных работ, возможно, с использованием других типов опробования, например почвенного или по коренным породам.

Для урановых месторождений в магматических и метаморфических породах более досто-

² Под «типами опробования» автор понимает опробование разных типов сред: пород, почв, вод и т. д. — Прим. перев.

¹ Вероятно, гондолы с приемной рамкой. — Прим. перев.

верным обычно является опробование коренных пород, которые на ступень ближе к рудообразующему процессу, чем отложения потоков. Опробование коренных пород также полезно при поисках залежей в осадочных породах, хотя оно здесь не столь обещающее, как опробование подземных вод при наличии последних. В случае отсутствия подземных вод и коренных пород часто упускается еще одна пригодная для опробования среда — древесная растительность. Растения же пригодны для опробования по редкой сети во многих аридных областях; их корневые системы могут извлекать многие минеральные компоненты с достаточно больших глубин.

В случае развития значительного чехла наносов хорошие результаты, как правило, дает опробование подземных вод. Другими словами, сильная сторона геохимических поисков — в возможном объединении преимуществ нескольких типов опробования. В каждом пункте могут отбираться два или три типа проб, причем нет необходимости придерживаться одной и той же комбинации в соседних пунктах. Например, в районах с малым количеством колодцев другой подходящей средой опробования могут быть породы наносов. Если отсутствие выходов коренных пород заставляет бурить через наносы глубокие скважины, в каждом пункте может быть отобрано по крайней мере два типа проб. Еще одним объектом опробования, вероятно, могут стать растительность, а также почвы. Опробование подземных вод должно проводиться, где только возможно.

Простейший тип интерпретации данных при разновариантном опробовании — нанесение результатов на планах в процентилях¹ по каждому типу опробования. В большинстве случаев, если один тип проб в пункте опробования аномален, другие типы проб тоже аномальны. Обычно хорошие результаты получаются при составлении карт изоконцентраций с интервалами 5-10 процентов и использованием самых высоких значений для каждого пункта. Пробы подземных вод следует выносить на отдельные карты и интерпретировать самостоятельно.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ОПРОБОВАНИЯ. Геохимические данные могут быть использованы

при выделении провинций, районов и месторождений, что отражает их значительную гибкость относительно масштаба применения. Если провинция достаточно уверенно выделяется на основе предыдущих исследований или геологических предпосылок, то проводить опробование осадков потоков нет необходимости. Там, где геология изучена достаточно хорошо, плотность опробования на перспективных площадях должна быть такой, чтобы можно было выделять отдельные, подлежащие разведке участки.

Если обследуемая площадь слишком велика, чтобы опробовать ее с такой плотностью, более эффективны стадийно проводящиеся съемки с увеличивающейся плотностью опробования. Весь объект изучения, возможно, следует опробовать по редкой сети, при этом необходимо выделить районы, составляющие 10—20% общей площади. Эти перспективные районы затем в первую очередь опробуются по более плотной сети для выделения подлежащих разведке блоков.

Конечная плотность опробования при наличии геологической и радиометрической информации должна быть такой, чтобы в каждом наименьшем перспективном геохимическом ореоле было не меньше трех сближенных аномальных проб. Для многих типов урановых месторождений такое расстояние между пробами составляет примерно 1—2 км. Если при этом остаются сомнения при выделении перспективных участков, может быть отобрано дополнительное количество проб с уменьшением между ними расстояния наполовину. Как правило, расстояние между пробами при выявлении районов или очень крупных месторождений может составлять примерно 5 км. В работах Дика дается пример составления карт изоконцентраций по данным примерно такой плотности опробования [30].

Предлагаемая концепция выделения провинций, районов и месторождений иллюстрируется на рис. 7. Между уровнями на кривой имеются резкие изгибы или ступени, по которым могут быть установлены различительные или пороговые значения. Для любого определенного типа геохимического опробования в специфических зонах континентов эти значения могут быть отмечены на оси содержания урана.

ГИДРОГЕОХИМИЯ. *Как отбирать пробы.* Вероятно, первое правило при отборе водных

¹ Синоним — квантиль. — Прим. перев.

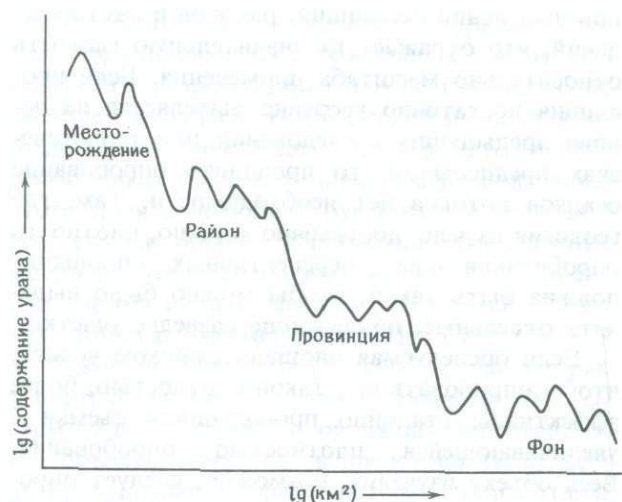


Рис. 7. Изменение геохимических концентраций урана в зависимости от близости к урановому месторождению.

проб — тщательная промывка водой колпачков и бутылок, в которые эти пробы отбираются. Обычно для многоэлементного анализа достаточно полиэтиленовая бутылочка емкостью 250 мл, но все же размер пробы до начала опробования следует согласовать с лабораторией. Чтобы исключить попадание пузырьков воздуха при запечатывании сургучем, следует иметь колпачки в виде обратных конических полиэтиленовых втулок, иногда называемых многоразовыми колпачками. Новые бутылки не нужно мыть кислотой для удаления с внутренней поверхности катионов. Такое промывание может увеличить адсорбцию катионов из водной пробы.

Подземные воды следует опробовать как можно ближе к источнику. Однако иногда необходимо отбирать пробы на некотором расстоянии от места выхода источника на поверхность. Как правило, воду можно считать находящейся в равновесии с распределительной системой, через которую она проходит (насосы, водные резервуары и трубы). Пропускание воды через такую систему перед отбором пробы вполне допустимо, особенно если система неактивна.

Наиболее спорным в отборе водных проб является вопрос необходимости подкисления их после отбора. Автор считает, что это делать не обязательно. Подкисление проб приводит к потере молибдена и не имеет никакого значения для урана. Когда проба воды из ручья темна

или вода из скважины имеет следы ржавчины, подкисление без предварительного тонкого фильтрования может дать ложное повышение содержания металлов на один или несколько порядков величины.

В высоких широтах уран может теряться в результате деятельности некоторых бактерий даже в подкисленных водах. По крайней мере в одном случае эта проблема была решена добавлением к пробам нитрата ртути в процессе отбора проб (С.С. Шэнон, мл., 1976 г., устное сообщение).

Там, где возможно, для получения оптимально усредненных значений и минимизации локального загрязнения водные пробы отбираются из наиболее быстро текущей части потока. Другие советы по опробованию касаются главным образом предупреждения загрязнений, последовательности различных анализов, которые можно сделать на месте, а также способов записей наблюдений. Любые условия, которые могут отразиться на интерпретации результатов опробования, следует отмечать.

Что опробовать. Как было уже упомянуто выше, прекрасной средой для опробования являются подземные воды; обычно данные по скважинам и источникам наносятся на карты вместе для совместной интерпретации. В тех случаях, когда подземные воды недоступны, а поверхностные достаточно обильны, как обычно бывает в северных широтах, хорошие и быстрые результаты могут быть получены при опробовании озер в случае использования авиации.

В хорошо дренируемых районах, особенно в периоды низкой воды, важные компоненты, переносимые ручьями, извлекаются ими из подземных вод. Как можно предполагать, исходя из данных по содержаниям урана, приведенным в табл. 1, в определенных районах наблюдается сближение характера распределения урана в подземных водах и водах ручьев. В периоды высокой воды проводить опробование не рекомендуется.

Полевые измерения. Имеется целый ряд измерений, которые оказываются достоверными, только будучи выполненными на месте. Наиболее обычным из таких параметров, определяемых в водных пробах, является рН. При поисках урана такие измерения могут дать прямое указание на положение геохимической ячейки.

Они также необходимы при определении радиоактивного равновесия.

Полевые измерения окислительно-восстановительного потенциала Eh обычно трудно выполнимы, хотя их можно заменить определениями растворенного кислорода, которые можно выполнить в течение 2 мин с помощью портативного и простого в обращении оборудования.

Еще более портативной и простой аппаратурой измеряется содержание карбонатных и бикарбонатных ионов, с которыми связываются растворение и перенос урана. Сероводород — надежный показатель среды, благоприятной для осаждения урана, — может быть измерен также портативным и несложным прибором.

Что касается других растворенных газов, то непосредственно в поле измеряется еще радон. В этом случае необходимость полевых измерений вызывается скорее малым периодом полураспада этого нестабильного изотопа, чем высвобождением его из раствора. Прибор альфа-счета, который количественно определяет радон, образовавшийся при распаде урана, достаточно портативен для полевых работ, но неудобен. Поскольку пробы могут обрабатываться вечером или на следующий день без ухудшения результатов и с повышенной производительностью в связи с возможностью обработки серий проб, такие измерения на месте отбора обычно не проводятся. В условиях обычных скоростей движения подземных вод, принимая во внимание период полураспада ^{222}Rn (3,8 сут), можно считать, что ^{226}Ra , из которого образовался радон, не может находиться далеко. В свою очередь и тот уран, из которого образовался радий, также располагается поблизости. В тех случаях, когда возможно опробование вод непосредственно в пределах рудных тел, содержание в них радона оказывается на три-пять порядков величины выше фона, который можно измерить только при очень высокой чувствительности.

Лабораторные измерения. Те определения, которые рекомендуются в настоящем разделе, так же как и рассмотренные выше (в разд. «Полевые измерения»), полезны при поисках как песчаных, так и жильных месторождений. Большинство из них используется на любых стадиях поисков урана. Чем больше параметров включается в поисковую модель, тем меньше возможность ложной интерпретации и тем до-

стовернее выделение перспективных участков. Как правило, гидрогеохимические поиски невозможны без определений pH, содержаний урана, мышьяка, сульфата и общего растворенного твердого вещества. Весьма желательно также определение содержаний гелия, растворенного кислорода и бикарбонатов. Концентрация сероводорода при небольшом опыте может оцениваться по интенсивности запаха.

Благодаря своей подвижности в окислительных условиях лучшим индикатором уранового оруденения является сам уран. Главная ценность мышьяка — образуемые им ореолы, которые увеличивают достоверность обнаружения перспективных участков и помогают подтвердить наличие залежи. Другим полезным элементом — спутником урана является молибден. Он образует значительно меньший ореол, который может локализоваться как по простиранию, так и вниз по падению от центра оруденения. Однако для определения содержания этого элемента лаборатории должны овладеть высокочувствительными методами.

Сульфатные аномалии отмечают окисленную сторону геохимической ячейки и окисленные верхние части месторождений жильного типа. В случае ролловых месторождений максимальные значения встречаются вблизи самого фронта и убывают вверх по течению потока. На жильных месторождениях наиболее близко к оруденению располагается верхнее окончание аномалии. На площадях с эвапоритами интерпретация сульфатных аномалий может быть затруднена, и в разрешении вопроса здесь может помочь определение общего растворенного твердого вещества, так же как в случае урановых водных аномалий, связанных со зрелостью¹ вод, а не с оруденением. В последнем случае содержание урана будет, по-видимому, возрастать более или менее пропорционально с возрастанием общего растворенного твердого вещества вниз по гидрологическому градиенту. Подобная ситуация создается и при созревании вод потока: уран и общее растворенное твердое вещество демонстрируют од-

¹ В советской литературе «возраст подземных вод» — понятие, введенное А.М. Овчинниковым и подразумевающее время пребывания воды в земных недрах. — *Прим. перев.*

новременное возрастание от их истоков до моря.

Одним из продуктов распада в урановом и ториевом радиоактивных семействах является гелий. За исключением первичных магматических обстановок, уран и торий редко концентрируются в одних и тех же местах благодаря сравнительной нерастворимости тория. Таким образом, в ураноносных районах, сложенных осадочными и метаморфическими породами, гелиевые аномалии не могут быть связаны с ториевой минерализацией.

В цепи распада из каждого атома ^{238}U образуется восемь атомов гелия; этот благородный газ представляет собой конечный продукт цепи. Определение гелия в подземных водах может быть чувствительным показателем перспективности участка. Почти весь гелий имеет радиогенную природу, но повсеместное распространение урана и тория в земной коре означает, что гелий может концентрироваться и с помощью других механизмов, таких, как зоны нарушений или резервуары углеводородов.

Хотя некоторые считают замеряющие гелий масс-спектрометры полевыми и вполне транспортабельными приборами, из-за проблемы сохранности приборов следует рекомендовать все же лабораторные измерения.

Как гелий, так и радон легко переходят из воды в атмосферу; оба они также проходят через стенки пластиковых контейнеров. Для определения этих газов необходимо пробы отбирать с минимальным взбалтыванием и следить за отсутствием пузырьков воздуха под колпачком, так как радон и гелий лучше растворимы в воздухе, чем в воде. Радоновые пробы можно отбирать в стеклянные банки с металлическими крышками, а пробы для определения гелия надежнее всего помещать в металлические контейнеры. Стеклянные контейнеры можно использовать, если анализ будет проводиться в течение нескольких недель, однако и тогда следует вводить поправку на потерю гелия в результате диффузии через стенки контейнера. Замеры радона и гелия в поверхностных водах вряд ли принесут пользу; исключением являются придонные воды озер.

Прекрасным индикатором уранового оруденения является ^{226}Ra , который порождает столь мобильный ^{222}Rn . К сожалению, измерения это-

го изотопа очень трудоемки и, следовательно, дороги. Однако чувствительность измерения радия очень высока, и этот элемент рекомендуется использовать для подтверждения перспективности участка или оконтуривания зон после выделения участков.

Один из интересных примеров хорошо выполненных гидрогеохимических поисков приводится в работе Дика [30], где подчеркивается значение растворенных газов. В ней предлагаются интерпретации данных по радону, гелию, сероводороду, метану, кислороду, азоту, углекислому, неону, аргону и общим растворенным газам. Из других определений проведены замеры pH, Eh, проводимости, температуры, а также анализировались содержания цинка, меди, свинца и урана. Результатом этих работ явилось выделение новых перспективных участков для поисков.

ЛИТОГЕОХИМИЯ. Как и что опробовать. Обычное опробование с постепенным приближением к рудной залежи, требует, чтобы химический состав проб представлял определенные крупные массы пород. Теория геохимического опробования часто полностью нарушает этот принцип, требуя отбора проб с наивысшими содержаниями, т. е. наиболее обогащенных. Такой принцип опробования обогащенных точек тем не менее вполне оправдан, поскольку наиболее высокие значения в потенциально рудовмещающих песчаниках относятся к остаткам рудных залежей, содержащихся в них.

Таким образом, опробуемый материал обычно менее проницаем, чем главная масса песчаников. Это — алевролиты или глинистые прослойки, контакты песчаников с глинами и алевролитами, глинистые катуны или конкреции. Главным орудием для определения точного места отбора пробы на обнажении является сцинтилломметр. На одном выходе могут быть отобраны одна или несколько проб с расстоянием друг от друга в сотни метров.

Все пробы из коренных выходов обычно анализируются отдельно, за исключением тех случаев, когда они представляют литологически монотонные толщи с малыми вариациями радиометрических замеров. Иногда можно удовлетвориться единичной пробой, если она в несколько раз превышает радиометрический фон, в других же случаях множественное опробование

способом вычерпывания помогает проследить оруденение по нерадиоактивным элементам-спутникам.

Обработка проб и их анализ. Как и отбор проб, их обработка дает возможность повысить контрастность между аномалией и фоном. Пробы средне- и крупнозернистых пород, почв и донных осадков следует дробить до нарушения их агрегатности, а не истирать, что помогает избежать разбавления кварцем. Такая обработка делает результаты, полученные по крупнозернистым пробам, сопоставимыми с результатами для тонкозернистых проб. Эта процедура может быть применена ко всем трем типам проб. После дробления пробы просеиваются, и это лучше всего делать через матерчатые сита, чтобы избежать загрязнения металлом, который затем будет определяться при анализе.

Определяемые элементы. При опробовании пород наиболее полезными элементами являются уран, мышьяк и молибден. Особенно важен уран, который помогает оценить, содержались ли в пробе остатки первично минерализованных пород, а также определить, содержат ли опробованные формации достаточно урана, чтобы служить породами-источниками. Мышьяк и молибден — обычные спутники урана — могут считаться весьма благоприятными поисковыми признаками. В том случае, когда на перспективных площадях имеются значимые аномалии урана, указывающие на изначальное наличие источника, мышьяк и молибден в породах, почвах и донных осадках могут считаться столь же важными, как сам уран.

Полезными могут быть также и другие элементы, особенно если известно, что они сопутствуют урановому оруденению в обследуемом районе или провинции. В интрузивных телах, например, значительные колебания отношений тория к урану обычно указывают на вынос урана, поскольку торий относительно слабо подвижен. Большие колебания этих отношений могут рассматриваться на ранних стадиях поисков как свидетельства проявления процессов вторичного уранового оруденения. В скважинах колебания отношения Th/U и слабые изменения окраски пород, подобные описанным в разд. «Признаки изменений в песчаниках», могут определить глубину поверхностного окисления и положение зоны осаждения урана. Граница окисле-

ние — восстановление может в действительности находиться на глубинах в сотни метров, в породах, которые обычно считаются неизменными.

Докембрийские граниты гор Гранит, шт. Вайоминг, очень часто рассматриваются как источник урана для расположенных поблизости крупных урановорудных районов, где месторождения залегают в породах третичного возраста. Стаклесс и Нкомо [31] установили, что эти граниты, в которых содержания урана находятся в пределах, обычно принимаемых за нормальные, уже потеряли по крайней мере 70% первично содержавшегося в них урана. Рошолт и др. [32] считают, что средние размеры потери урана составляют примерно 75% и не сопровождаются выносом тория. Подсчеты, базирующиеся на балансе радиогенных изотопов в этих гранитах в пределах 670-м скважины, свидетельствуют, что вынос урана начиная с мелового времени составил 80% [33]. Неожиданными оказались глубины, до которых прослеживался вынос урана из гранитов, не несущих следов глубокого выветривания. «Ториевые аномалии в породах фундамента, возможно, являются лучшими показателями урановой провинции, чем сам уран. Если такие аномалии характеризуются отношениями Th/U, превышающими 5, вынос урана из пород фундамента можно считать весьма вероятным». И наоборот, если это отношение оказывается менее 3, выноса урана, по всей вероятности, не было [34, 35]. Содержание тория в большинстве гранитов находится в пределах $10\text{--}30 \text{ млн}^{-1}$, в то время как среднее содержание урана составляет $2\text{--}8 \text{ млн}^{-1}$.

Обработка данных. На карте каждый элемент может наноситься и отдельно, и в комбинации с другими элементами посредством цветочных значков или условных знаков. Там, где наносятся данные по группе проб для одной точки или выхода, при проведении изоконцентрат берется максимальное значение для каждого элемента. Весьма полезная методика интерпретации результатов по ряду элементов состоит в оконтуривании всех соседних точек, имеющих аномальные значения при любом типе опробования.

ГЕОХИМИЯ ОСАДКОВ ПОТОКОВ. *Что и как опробовать.* При опробовании осадков потоков преодолеть влияние их унаследованной эррати-

ческой природы помогают некоторые важные инструктирующие указания. Самые поздние осадки, отложившиеся у уреза воды, имеют наименьшую возможность как потерять наиболее подвижные элементы в результате выветривания, так и получить какие-либо добавки в результате восстановления. Эти так называемые активные осадки обычно находятся в окисленном состоянии. Если вода отсутствует, отбирать следует наиболее молодые осадки.

Когда осадки находятся *in situ* во влажном состоянии и особенно если содержат органическое вещество, они могут иметь темные окраски, обычные для восстановительных условий. В таком состоянии эти осадки способны ассимилировать из ассоциирующихся с ними вод многие металлы. Активные осадки, как правило, не следует отбирать с глубины более 1 см. При прочих равных условиях всегда следует брать наиболее тонкие разности осадков. За исключением некоторых специфических редких случаев, пробы обычно просеиваются и тонкие фракции анализируются для обеспечения максимальной контрастности аномалий и минимизации колебаний величины кварцевого разбавления в отдельных пробах.

Если осадки потока кажутся достаточно однородными, обычно можно ограничиться одной пробой, состоящей из шести вычерпываний с интервалом, отвечающим десятикратной ширине потока. Когда материал осадков неоднороден, в зависимости от степени этой неоднородности, геологической ситуации и определяемых металлов рекомендуется до 20 вычерпываний на одну пробу. В мелких потоках в целях увеличения представительности проб расстояния между такими вычерпываниями должны составлять по крайней мере 1 м, а предпочтительнее 3 м.

Подготовка проб. Пробы осадков потоков рекомендуется высушивать в течение ночи при температуре 85 °С, разместив их в пластиковых мешках и предварительно раздробив комки резиновой колотушкой. Фракцию, прошедшую через неметаллическое сито 100 меш (150 мкм), перемешивают и аликвоту в 0,25 г растворяют в 10 мл смеси (1:1) азотной и плавиковой кислот. Затем проба выпаривается почти до полной сухости на горячей пластине и разбавляется 50 мл 10%-ной азотной кислоты. Дальнейшие детали анализа приводятся в работе Николса и др. [5].

Определяемые элементы. При проведении опробования осадков потоков в качестве элементов-индикаторов могут быть выбраны как благоприятные, так и неблагоприятные комплексы. Негативные показатели также весьма полезны, поскольку свойственное этим отложениям смешение геохимических сред и процессов может обусловить наличие ложных аномалий.

Один из наиболее надежных способов определения природы урановой аномалии — анализ отношений результатов, полученных при различных способах извлечения урана. Для повышения эффективности разделения только поверхностно связанных атомов урана и атомов, входящих в кристаллическую решетку трудно растворимых минералов, могут использоваться несколько способов последовательных обработок в кислотах. Однако, как показывают определения методом запаздывающих нейтронов, даже наиболее полно экстрагирующие методы (табл. 1) могут оставлять в таких устойчивых минералах до 50—90% всего содержащегося урана [5]. Так отношение результатов определений по двум резко отличным способам извлечения, можно использовать для выяснения минералогической природы урана в пробе [3].

Некоторые элементы могут определяться не только в целях оценки неблагоприятности источника урана в аномалии, но и для выявления ассоциаций элементов, характерных для таких породных комплексов, как основные или кислые магматические породы, метаморфические образования, граниты и т. д. [36, 37].

В дополнение могут быть выявлены наложенные процессы, например процесс сорбции U на окислах марганца.

ОПРОБОВАНИЕ ПОЧВ. Опробование почв очень полезно при детальном съемках для обнаружения на поверхности небольших выходов жил, особенно когда возможности других способов опробования ограничены. Однако в сельскохозяйственных районах необходима осторожность, так как здесь возможны добавления значительных количеств урана в воды и почвы, если используются фосфатные удобрения.

Как опробовать. В почвах могут устанавливаться большие латеральные вариации радиоактивности. В соответствии с принципом опробования наиболее высокорadioактивных участков,

как это описано в разд. «Литогеохимическое опробование», для определения места отбора проб рекомендуется использовать сцинтилломметр. В случае отсутствия локальных изменений радиоактивности рекомендуется проводить опробование методом множественного вычерпывания. Там, где радиоактивные аномалии в почвах связаны с тяжелой фракцией песков, обычно обнаруживаются непромышленные урановые концентрации.

Определяемые элементы. При почвенных съемках способы выбора определяемых элементов, обработки проб и интерпретации результатов анализов совершенно такие же, как и при литогеохимическом опробовании или опробовании осадков потоков, описанных выше. Однако почвенное опробование имеет свои возможности и свои значительные проблемы. Концентрации урана в почвах меньше, чем в осадках потоков, которые в свою очередь менее значительны, чем содержания его в породах (табл. 1). В связи с этим разница в содержаниях урана в почвах может быть столь малой, что это станет уже проблемой чувствительности аналитических лабораторных методов.

Эманометрия. Одна из позитивных сторон опробования почв определяется простотой отбора проб и естественной пористостью этих образований, что позволяет легко измерять радиогазы, эманулирующие как из почв, так и из подстилающих проницаемых коренных пород. Отбор интерстиционных газов из почвы является более чувствительным методом по сравнению с их отбором на поверхности почвы.

Хорошее описание теории и практики определений радона дано Диком [38], который является пионером в этой области. Согласно Морсе [39], «... в районах с небольшими наносами радон в почвенных газах может определяться до глубин, доступных для сцинтилломметра¹ ... Колебания содержания радона в составе газов при повторении замеров через несколько дней могут быть значительны, однако это редко затушевывает аномалию или ее ориентировку».

Недавно разработаны приборы, способные раздельно определять ^{222}Rn из семейства ^{238}U и

^{220}Rn из семейства тория [40]. Они портативны, обладают высокой чувствительностью, просты в обращении и поэтому широко распространены. К тому же радон задерживается снегом, и измерения его в условиях снежного покрова более достоверны, чем простые замеры в почвах, лишенных такого покрова (Р.Г. Морсе, 1980 г., устное сообщение). Однако при температурах ниже $-20\text{ }^\circ\text{C}$ [41] наблюдается сильная адсорбция (потеря) радона.

Хотя радон действительно переходит в снег из замерзших почв, из твердых пород он практически не эманурует [42]. Измерения радона следует дополнять измерениями сцинтиллометром, особенно на обнаженных площадях. Кзарнецкий и др. [43] провели сравнение регистрирующей радон аппаратуры на 100 участках площадью более $1,5\text{ км}^2$ в районе Ред-Дезерт на юге центрального Вайоминга. Наиболее надежной была признана контролируемая микропроцессором модель эманометра, коэффициент вариаций которой (отношение стандартного отклонения к среднему значению) составил 13% по сравнению с 31% для обычно применяемых эманометров.

Для альфа-трековых детекторов установлено двадцатикратное увеличение чувствительности при использовании карбонатных пленок по сравнению с результатами, получаемыми с нитратными пленками. Приборы, измеряющие радон мгновенно, дают результаты, не сопоставимые с более достоверными замерами с 30-дневной экспозицией. Все методы измерения радона плохо коррелируются с радиометрическими замерами урана в почвах, что приводит к заключению о поступлении радона в почву из глубины.

Вероятно, наиболее дешевый метод определения радона состоит в адсорбировании его на небольших кусочках активированного древесного угля, который помещается в недорогие полиэтиленовые пакеты. Продукты распада радона, испускающие гамма-лучи, замеряются с помощью сцинтилломметра при подходящих конфигурациях коллектора, приближающихся к 4π .

Фактически весь гелий в почвах возникает в результате распада нестабильных элементов. Каждый атом ^{238}U дает восемь атомов ^4He в цепи распада, заканчивающейся изотопом ^{206}Pb . В последние годы гелий в почвах привлекает широкое внимание как потенциальный геохимический ореол, выявляющий урановое оруденение

¹ Радиометра с сцинтиляционным детектором. — Прим. перев.

[44].

БИОГЕОХИМИЯ. В своем нормальном процессе питания растения захватывают большинство элементов почвы, на которой они произрастают. При этом эффективность проникновения на глубину системы корней растений может достигать нескольких метров, особенно в аридном климате. В связи с этим растения часто дают возможность опробования в тех случаях, когда коренные породы перекрыты аллохтонными ледниковыми отложениями или золотыми песками. Ботаническое опробование является уникальным по продолжительности полевого сезона, так как его можно проводить и зимой, когда поверхность земли закрыта снегом. Зимнее опробование имеет особое преимущество в болотистых местах, доступность которых в другие сезоны проблематична.

Часто рассматривается вопрос: можно ли сравнивать аналитические результаты по пробам, отобраным с деревьев различных видов? По некоторым предварительным данным можно сказать, что для ряда элементов результаты по обычным двудольным древесным растениям Миннесоты и Висконсина оказываются грубо сопоставимыми. В нескольких западных штатах при поисках урана успешно использовались крупные кусты полыни [45].

Девять типов деревьев, произрастающих в Техасе на побережье Мексиканского залива (Центральный рудный район) и в северо-западной части штата, имеют сходные данные по урану при сравнении минимальных, средних и максимальных значений в золе ветвей (табл. 4). Растения, как и отложения потоков (табл. 1), характеризуются узкими диапазонами колебаний концентраций урана при широких вариациях состава геологических комплексов. Пробы древесной растительности, отобранные с расстояния 5 км в двух квадратах размером $1 \times 2^{\circ}$ на побережье Мексиканского залива, отчетливо выделили урановую провинцию [2].

В районе Льяно (центральный Техас) были опробованы несколько типов деревьев, произрастающих на одном и том же месте для прямого парного сравнения различий в средних концентрациях металлов в золе ветвей. Средние содержания 11 элементов в этих пяти типах деревьев подчинялись стандартному порядку.

Что и как опробовать. Пробы растительно-

Таблица 4. Содержание урана в древесной растительности Та (млн⁻¹)

Вид деревьев	Минимальное	Среднее	Максимальное	Номер пробы	Литература
Кедр	0,18	0,48	5,54	50	[4]
Вяз	< 0,10	0,30	4,71	63	[4]
	0,12	0,26	1,51	33	[5]
Каменное дерево	< 0,10	0,30	8,30	80	[2]
Гуйя	< 0,10	0,19	9,22	29	[2]
Виргинский дуб	0,10	0,37	4,92	23	[2]
	0,12	0,34	6,64	31	[4]
Мескитовое дерево	0,10	0,20	5,94	103	[2]
	< 0,10	0,24	9,46	13	[4]
	0,10	0,23	0,60 ¹	48	[5]
Виргинский можжевельник	0,10	0,22	1,40	20	[5]
Платан	0,13	0,47	3,99	44	[4]
Ива	0,20	0,47	1,64	16	[2]
	0,15	0,42	3,90	30	[4]

¹ Мескитовое дерево на элювии пермских пород.

го материала отбираются обычно из ветвей самых крупных деревьев или кустарников, которые характеризуются максимальным проникновением корней на глубину. Чтобы свести к минимуму влияние сезонных колебаний в содержании металлов, рекомендуется опробовать ветви растений, имеющих возраст по крайней мере несколько лет.

Когда неизвестно, какая из разновидностей деревьев содержит наиболее высокие концентрации, опробуется несколько деревьев до получения воспроизводимых результатов. После того как выбрана наиболее благоприятная для опробования разновидность, в случае, если с дерева отбирается более одной молодой ветви, последние должны располагаться равномерно по периферии дерева, чтобы устранить влияние возможной асимметрии в распределении корней. Обычно достаточное количество материала дают 8—12 веточек диаметром 1—2 см и длиной около 20 см. Использования непроницаемых пластиковых мешков следует избегать, поскольку они способствуют разложению материала.

Обработка проб и анализы. При обработке проб в лаборатории должны использоваться все

палочки целиком или большая часть каждой из них, хотя с концов можно срезать по 1 см, чтобы уменьшить возможность загрязнения. Таблица 4 показывает, что так же, как для отложений потоков (табл. 1), в рассматриваемом случае достаточно чувствительность анализа в несколько десятков миллионных долей.

Если необходимо определить какие-нибудь летучие элементы, например мышьяк, пробы следует подвергнуть озолению при сравнительно низких температурах, чтобы свести к минимуму возможность сублимации. Вероятно более надежна альтернативная процедура разложения пробы в горячей кислоте [46].

КОМБИНИРОВАННОЕ ОПРОБОВАНИЕ. Так же как использование нескольких элементов усиливает достоверность интерпретации результатов опробования, отбор нескольких видов геохимических проб расширяет интерпретационные возможности съемок. Хотя результаты анализов проб колодезной воды и пород могут быть связаны только косвенно, при определении рудного потенциала их совместное использование может оказаться весьма эффективным. Например, пробы подземных вод могут свидетельствовать о восстановительных условиях и в то же время содержать малые количества растворенного урана или совсем не содержать его. Наличие хороших пород — источников урана может в этом случае быть подтверждено опробованием коренных выходов пород вмещающих формаций.

Другая причина необходимости использования нескольких способов опробования — их взаимозаменяемость. Можно ожидать, что интерпретация данных по коренным породам, почвам и золе растений даст сходные результаты. Поэтому, если при наличии наносов без проходки скважин невозможно отобрать пробы коренных пород, следует использовать другой способ опробования. Опробование деревьев даст представление о наносах, которые в свою очередь отражают состав нижележащих коренных пород.

Проблема сравнения результатов двух способов опробования может решаться посредством сравнения процентилей по двум выборкам. Если исходные данные вводятся в компьютер, их, вероятно, будет легче трансформировать на основе средних содержаний и стандартных отклонений, приведя первые к нулю, а вторые — к еди-

нице. В этом случае, например, при проведении изолиний содержания элемента в породе могут использоваться вместе с содержаниями того же самого элемента в почвах в других точках. Уровень достоверности такой процедуры может устанавливаться посредством сравнения результатов опробования двумя или более способами в большом числе пунктов, где они считаются эквивалентными.

ЧТО ТАКОЕ АНОМАЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЕ? Первая проблема, с которой сталкивается геолог, рассматривая результаты своих анализов, — определение аномальных значений для каждого элемента при каждом способе опробования. Отправными точками здесь могут служить литературные данные для сходных ситуаций, какими, например, являются данные табл. 1.

Как и следовало ожидать, различные типы пород характеризуются различным распределением элементов. Породы, наиболее благоприятные в отношении обнаружения в них месторождений, обычно отличаются наиболее высокими значениями различных обсуждаемых здесь геохимических параметров.

Если опробованная площадь не сложена комплексами пород только с низкими и средними значениями фона, а оруденение в них все же не обнаружено, участки, представляющие действительный интерес, будут соответствовать верхним частям общей кривой распределения. Таким образом, первым указующим правилом для «старых мастеров» являлось представление о том, что верхние 10% кривой распределения представляют аномальные площади (Дж. М. Ботбол, 1968 г., устное сообщение). Однако эта методика, если отсутствуют значительные аномальные концентрации, может привести к выделению ложных аномалий. Она применима только в том случае, когда опробуемая площадь имеет аномалии, связанные с рудообразующими процессами. Выбор подходящей площади для поисков — главная задача каждого геолога.

При направленных поисках вокруг известных месторождений и районов прежде всего настоятельно рекомендуется определить пороговое значение интересующего нас элемента. К сожалению, такие работы не всегда осуществимы из-за отсутствия времени или подходящих для таких исследований площадей.

Подчеркивая, что «статистические методы

должны использоваться исключительно как упорядочивающие», Хоукс и Вэбб [47] рекомендуют за пороговое значение принимать величину, на два стандартных отклонения превышающую среднее (медианное) значение. Медиана определяется как средняя линия для всей выборки после выбраковки случайных высоких значений. Это эквивалентно выбору порогового значения непосредственно ниже верхних 2,5% оставшихся значений и, таким образом, для детальных съемок на выбранных перспективных площадях не подходит.

Для всех типов распределения: нормального, логнормального и любого другого — применим несколько более усложненный метод. Неравенство Чебышёва гарантирует, что по крайней мере 75% значений переменных будут располагаться в пределах двух стандартных отклонений от среднего, а 89% — в пределах трех стандартных отклонений [48]. Как и во всех других случаях, этот метод следует хорошо проверить составлением гистограмм данных и рассмотрением их с учетом геологических особенностей опробуемой площади до принятия этих рекомендаций.

Более точный метод нанесения данных распределения на логарифмическую вероятностную бумагу дает визуальную основу для разделения смешанных совокупностей [49]. В идеальном случае может быть выбрано оптимальное число, которое позволяет отделить фоновые значения от значений, представляющих рудные образования. Прямая линия может указывать на присутствие только одного (фоновое) распределения, но она также неизменно получается при смешении нескольких разнородных выборок, если поиски покрывают значительные площади. Для определения их числа можно использовать подход Лепелтье [50], позволяющий находить доверительные границы каждой кривой.

Когда кумулятивная вероятностная кривая имеет одну или несколько точек перегибов, для разделения совокупностей и демонстрации их перекрытия может быть использован метод Синклэ [51]. Преимущества этого метода очевидны. Если для выявления аномалии в совокупности, где 10-20% проб затронуты рудными процессами, используется правило двойного стандартного отклонения, большинство действительно аномальных проб интерпретируются как незначимые.

Данные по большинству элементов следует наносить на логнормальную вероятностную бумагу, а не на нормальную, хотя распределение многих геохимических данных не является точно логнормальным и в некоторых случаях более близко к нормальному. Единственным обязательным исключением является распределение значений рН, которые следует наносить на нормальную вероятностную бумагу. Эти значения (отрицательный логарифм активности водородных ионов) уже логарифмически приведены к нормальному распределению.

Хороший обзор методов выбора пороговых значений, а также распознавания аномальных кластеров на карте дает Роз и др. [52]. Хотя в области определения аномальных уровней уже достигнут значительный прогресс, эта процедура все еще содержит элемент искусства. Обычно следует находить компромиссное решение на основе применения нескольких методов.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ. При графическом представлении результатов нет необходимости показывать все полученные величины при обязательном изображении всех пунктов опробования. Значения различных категорий (аномальные, маргинальные и фоновые) можно показывать различными условными знаками. Таким образом, пункты с содержаниями, близкими к пороговым или превышающими их, оконтуриваются как аномальные «поля», обычно местами окруженные маргинальными полями.

В простейших случаях на перспективность участков будут указывать сразу несколько элементов-спутников. Разумеется, значения этих элементов непременно должны интерпретироваться с учетом геологических особенностей района; при этом предпочтительно иметь в виду какую-нибудь генетическую модель или предполагаемую ситуацию. Создание такой модели требует достаточной гибкости: она обычно должна соединять в себе как известную уже ситуацию, так и возможные альтернативы. Соседние аномалии могут в такой же степени не соответствовать единой модели, как соседние месторождения не обязательно обнаруживают одинаковую историю рудообразующих процессов.

Получение крупных массивов данных в настоящее время возможно благодаря применению оптической атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой, позволяющей

определять 20—30 элементов с теми же затратами, которые при использовании других методов определения требуются для получения результатов всего по нескольким элементам. Средняя точность измерений этим методом выше, чем методом атомно-адсорбционной спектрофотометрии, и, кроме того, данные измерений могут поступать в компьютер без вмешательства человека.

Компьютеризация данных, особенно при съемках на обширных территориях, может сэкономить много сил. Она позволяет производить быструю машинную обработку всех данных, включая нанесение их на гистограммы, карты и вероятностные графики. Обнаружение ошибок как в полевых данных, так и в лабораторных анализах производится также автоматически. Чтобы точно выбрать пробы для переопробования или повторных лабораторных определений из числа проб, не показавших при проверке многомерным анализом явно неприемлемых значений, их можно идентифицировать с помощью метода главных компонент [53]. Когда пороговое значение установлено недостаточно достоверно, данные по каждому элементу можно наносить отдельно с определением их уровня значимости на эталонах — площадях, которые известны как рудоносные.

Для исключения неправильных компонент из геохимических данных по многим элементам можно использовать многомерную регрессию, обеспечивающую также усиление слабых аномалий. Роз и др. [54] усовершенствовали выявление значимых аномалий по результатам опробования осадков потоков посредством выверки их в соответствии с литологией пород, выходящих на поверхность в пределах дренажного бассейна, и очистки проб от железистых и марганцевых окислов.

В области геостатистики значительную и все возрастающую роль играет универсальный крайгинг. Несмотря на присутствие в названиях работ, посвященных геостатистике, упоминаний о поисках и разведке [55, 56], на практике использование «пространственных переменных» начинается с анализа результатов разбуривания рудных залежей и, таким образом, лежит за пределами проблемы, рассматриваемой в данной статье.

В геологии для выявления скрытых комбина-

ций данных, которые могут быть выражены в виде матрицы, широко используется факторный анализ [57]. Как правило, на матрице по одной оси располагаются номера проб, а по другой — их характеристики, которые могут иметь количественное выражение. При геохимических поисках матрица может включать 10-15 измерений для сотен и даже тысяч проб.

Проблема состоит в определении математических факторов, составленных из различных весов элементов для каждой пробы, которые позволили бы восстановить исходную матрицу. Их полное соответствие достижимо при равенстве числа факторов и числа элементов, но в этом случае ничего не приобретает в смысле упрощения матрицы.

Однако 10 из 15 факторов могут объяснить 99% первичных данных, а шесть факторов — 95%. В этом случае пять факторов не несут существенной информации о геохимических процессах, которые определяют характер этих данных, что дает основание исключить их из последующего рассмотрения. Четырьмя остальными факторами, вероятно, тоже можно пренебречь.

Несомненно, те несколько факторов, которые объясняют большую часть исходных данных, вероятно, связаны с геохимическими процессами. В табл. 5 пять факторов объясняют 82% всей матрицы, составленной для 121 пробы подземных вод и 12 определений. Элементы малой значимости в каждом факторе располагаются между горизонтальными линиями. Остальные параметры позволяют предполагать, что геохимические процессы представлены в каждом факторе: 1) зрелостью вод, 2) тенденцией элемента к мобилизации, 3) тенденцией повышения щелочности вод, 4) тенденцией селена переходить в раствор и 5) широким проявлением элементов — спутников урана.

Уран, который подвержен воздействию всех этих процессов, не всегда входит в число важнейших элементов факторов (табл. 5). Если пробы сгруппировать по весам простых элементов, составляющих факторные нагрузки (табл. 5), упорядоченное расположение будет иметь вид, подобный показанному на рис. 8.

Когда выделенные кластеры наносятся на карту, пространственная группировка точек наблюдения позволяет выделить площади, где уран концентрируется в соленых водах и не свя-

Таблица 5. Матрица факторов по результатам проб из колодцев

Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5
SO ₄	.87 Se	.08 Общая щелочность	.97 Se	.91 SO ₄
Проводимость	.85 Общая щелочность	.02 Бикарбонат	.93 Общая щелочность	.04 Проводимость
U	.28 Бикарбонат	.01 U	.26 B	.04 pH
B	.17 As	-.04 As	.11 As	.03 Se
Se	.04 Ba	-.19 Ba	.09 Бикарбонат	.01 Общая щелочность
Mo	-.01 pH	-.19 V	.09 Проводимость	-.01 Бикарбонат
As	-.15 SO ₄	-.19 Mo	.08 V	-.05 Ba
V	-.21 U	-.24 Se	.06 pH	-.06 B
Общая щелочность	-.23 Проводимость	-.38 Проводимость	-.19 SO ₄	-.11 Mo
pH	-.27 V	-.41 B	-.19 Ba	-.12 U
Бикарбонат	-.29 B	-.82 pH	-.29 Mo	-.16 V
Ba	-.63 Mo	-.86 SO ₄	-.29 U	-.19 As

зан с оруденением, а также (по поясам распределения подвижных элементов и другим благоприятным индикаторам) установить, где должен лежать окислительно-восстановительный фронт [5]. Такая интерпретация в дальнейшем должна подтверждаться сильным снижением концентраций растворенного урана вниз по течению подземных вод и другими деталями геохимических измерений между скважинами. Одни первичные карты изолиний содержаний урана мало дают для определения направленности геохимических процессов, протекающих в подземных водах.

Хорошее введение в факторный анализ дано Кохом и Линком [58], Клованом [59] и Джерескогом с соавторами [57]. Пионером практического использования факторного анализа для интерпретации геохимических данных были Никол и др. [36], написавшие важнейшую статью по применению этого анализа при обработке данных по пробам осадков потоков.

Никол [60] выдвигает два ограничения при применении факторного анализа: 1) количество факторов не может быть больше количества измеряемых переменных и 2) важные с точки зрения поисков процессы должны находить свое отражение в распределении выбранных переменных. Обычно должно измеряться по крайней ме-

ре шесть параметров; исключение могут составлять небольшие поисковые работы при использовании простейшей поисковой модели.

Более чистая форма факторного анализа, называемая анализом соответствий, обеспечивает беспристрастную интерпретацию структуры многомерного множества данных. Он исключает громоздкие операции, которые могут оказать влияние на результаты из-за присущего любому исследователю субъективизма. Среди этих операций: определение факторных нагрузок, выбор оптимального числа используемых факторов, выбор кластерного порога для выделения групп проб и (после предварительной интерпретации результатов в целях их улучшения) пересмотр с новых позиций исходных процессов и данных.

Анализ соответствий является более прямым подходом: в нем нет влияния допущений на процесс обработки данных. Он непосредственно имеет дело с евклидовым расстоянием между группами n -мерных точек без ограничения иерархической классификации проб [61]. Как объясняет Дейвид и др. [62], это достигается совмещением R -метода (переменная) и Q -метода (проба) анализа в одной операции, что значительно проще, чем один Q -метод. Результирующие факторы, которые упрощают описание



Рис. 8. Дендрограмма для 121 пробы воды из колодцев, базирующаяся на сумме весов для 10 значимых элементов из порядковой факторной матрицы.

множества многомерных точек наблюдений, представляют собой комбинацию переменных, связанных с геохимическими процессами, которые обусловили распределение измеренных данных.

Таким образом, карта с изолиниями, отражающими влияние фактора в каждой пробе, показывает роль географического положения в каждом геохимическом процессе. Для дальнейшего распознавания связей между факторами они могут быть нанесены как многомерные изображения в координатах главных осей любых двух факторов, обычно доминантных.

Поисковые модели

Каждый поисковик понимает ценность и необходимость хорошей поисковой модели, объясняющей детали генезиса и поисковые критерии того типа оруденения, на который нацелены поиски. Весьма важны даже слабые признаки, отличающие непромышленные проявления минерализации от промышленных рудных залежей, так как проверка применимости модели на закрытых перспективных площадях становится все более дорогой, а возможность использования аналогий снижает затраты времени на поиски участка, рекомендуемого для постановки разведочных работ.

Геохимическая модель для месторождений роллового фронта

В течение десятилетий в литературе по урану существовала тенденция подчеркивать различия между отдельными типами песчаниковых месторождений. В статьях, которые описывают эти месторождения или обобщают наиболее характерные их особенности и предлагают поисковые

модели, правильно делается упор на стратиграфические и структурные факторы контроля, источники урана и изменения вмещающих пород. Все эти вопросы уже рассматривались нами ранее. Общая геохимическая модель должна характеризовать также подземные воды, с которыми связан ролловый фронт; для этого сначала необходимо рассмотреть те агенты, которые обуславливают процессы восстановления и окисления в восстановительных условиях.

АГЕНТЫ-ВОССТАНОВИТЕЛИ. Концепции обусловленности восстановительных условий органическими остатками, а также связи с ними урановых месторождений очень стары. Еще до того, как к этим двум положениям присоединилось третье, постулирующее, что крупные урановые месторождения должны располагаться ниже уровня поверхностного окисления, были известны окисленные месторождения, связанные с ископаемыми стволами деревьев и другими остатками растений.

Другая старая концепция говорит о том, что на восстановительные условия указывает наличие сульфидных минералов. Как правило, сульфиды, особенно минералы железа, тесно ассоциируются с урановым оруденением и связанными с ним элементами.

Органическое вещество. Лидером изучения органического вещества в урановых месторождениях является Шмидт-Коллерус. Его последняя исчерпывающая монография [63] освещает детали эволюции органических соединений и их миграцию, рассматривает образование уранорганических комплексов, явления захвата урана хелатами, разрушение органического вещества анаэробными бактериями, а также механизм, приводящий к развитию уранинита или коффинита.

нита. Прекрасный обзор по проблеме происхождения органического вещества в рудном районе Грантс и его значения для рудообразования дали Адамс и Сосье [64]. Руды этого района представляют собой уникальный пример эффективности накопления урана в ассоциации с органическим веществом гумусовой природы. Это вещество входит здесь в единую серию изменений вмещающих пород, таких, как коррозия кварца, замещение полевых шпатов и преобразование глины.

Адамс и Сосье [64] следующим образом характеризуют значение органического вещества в районе Грантс: «Урановое оруденение в песчаниках повсеместно сосуществует с гуминовым органическим веществом. При этом уран значительно чаще ассоциируется с бесструктурными гуматами, чем с углефицированными обломками растений... . Содержание гуминового вещества (в процентах по массе) примерно равно содержанию урана Будучи во много раз легче урана, оно, таким образом, значительно превосходит его по объему и поэтому в первую очередь определяет темно-серые и черные окраски руд. Так как коэффициент геохимического обогащения ураном данного органического вещества очень высок, для накопления промышленных концентраций урана достаточны небольшие количества этого вещества». Указанные авторы подчеркивают роль гуминовых соединений в переносе, концентрации и сохранении урана.

Органический углерод давно уже рассматривается в качестве вещества, способствующего осаждению урана. Однако углефицированные древесные остатки и «мусор» не накапливают и не удерживают уран, даже если этот элемент и присутствует в водах [64]. Установлено, что из ассоциирующегося с урановым оруденением неминерализованного углефицированного материала удалены активные ингредиенты — гуминовые кислоты и фульвокислоты.

Хорошо разработанная модель образования месторождений в формации Моррисон (юра) района гор Генри (штат Юта) также подчеркивает значение органических кислот: «Гуминовые кислоты и фульвокислоты, образующиеся в глинистых осадках дальней зоны побережья зараженных гумусом озер, при уплотнении выталкиваются или фильтруются в расположенные рядом песчаные слои, где затем осаждаются в ви-

де плитообразных залежей гуматов. Впоследствии, когда ураноносные подземные воды проходят через эти песчаники, гуматы осаждают и концентрируют уран, создавая плитообразные песчаниковые месторождения этого металла» [65]. Возможно, что органический углерод, тесно ассоциирующийся с рудами района Гэз-Хилс (шт. Вайоминг) [66, 67], также относится к бесструктурным гуматам.

Сероводород. В техасских песчаниковых месторождениях урана органическое вещество присутствует в незначительных количествах [68]. Главный агент-восстановитель здесь — сероводород, образующийся в результате жизнедеятельности анаэробных бактерий. Примером поступления сероводорода вместе с просачивающимися вверх углеводородами является месторождение Фельдер [69], а примером связи сероводорода с кэпроком соляного купола — месторождение Палангана. Оба месторождения располагаются на техасском побережье Мексиканского залива.

В целом механизм восстановления в этих месторождениях, хотя и имеет биохимическую природу, аналогичен описанному для геохимических ячеек Вайоминга [12]. В соляных куполах сера образуется за счет ангидрита, который при гидратации переходит в гипс. После растворения гипса подземными водами сульфат редуцируется бактериями, а присутствующее железо, соединяясь с сероводородом, образует пирит.

В дополнение к реакциям, происходящим между растворенными ионами, сероводород может обусловить замещение пиритом железотитановых оксидов, что является весьма важным поисковым признаком [70, 71]. Пирит и марказит — лучшие индикаторы благоприятных восстановительных обстановок для урана и сопутствующих элементов, чем сами агенты-восстановители.

АГЕНТЫ-ОКИСЛИТЕЛИ. Признается большая роль бактерий в создании обстановок интенсивного восстановления урана; их деятельностью, вероятно, также можно объяснить значительную мобилизацию вещества и обеление пород, обнаруживаемые на окисленной стороне геохимической ячейки [12]. Определив предельные скорости неорганического окисления сульфидов в неорганических кислотах, Хоаг и Уэббер [72] показали, что окисляющие бактерии обеспечива-

ют низкие рН и определяют возникновение сульфатов в подземных водах, связанных с «железной шляпой». В условиях роллового фронта среда достаточно агрессивна для растворения полевых шпатов, коррозии и образования остаточного каолинита.

ЗОНАЛЬНОСТЬ. Достаточно хорошо известно, что преобладание определенных осадителей в системе роллового фронта зависит от возможностей их поступления в систему. Граница окисление — восстановление обычно представляет собой линию, иногда очень резкую, между окисленными (часто выщелоченными) фациями и темной восстановленной зоной пирита и ассоциирующихся с ним рудных минералов. При рН менее 6 и при наличии элементарной серы предпочтительнее образуется не пирит, а марказит [73].

«Условия, которые благоприятствуют развитию на рудной стадии марказита в качестве доминирующего дисульфида железа, обычно возникают в породах, лишенных органического вещества» [73]. Там, где органическое вещество находится в значительном количестве, «присутствие ионов полисульфидов и буферирование рН анаэробными бактериогенными метаболическими процессами, по-видимому, ведут к образованию на рудной стадии пирита» [73]. В приведенном выше описании ролловых месторождений Вайоминга мы отмечали, что большая часть сульфидов железа рудной стадии представлена пиритом, что с очевидностью свидетельствует о преобладающей роли биохимических процессов в восстановлении урана рудных залежей. Остин [75] пришел к такому же заключению, основываясь на изучении изотопного состава серы в месторождениях Вайоминга; он указывал на хорошо различимую границу окисление — восстановление по железу, отсутствие промежуточных соединений серы, возникающих при неорганическом окислении, и особенно повсеместный характер распространения сульфат-редуцирующих бактерий [74].

На рис. 6 дана графическая схема распределения пяти наиболее обычных металлов роллового фронта. Зоны отдельных металлов обычно перекрываются, и можно сказать, что только граница между зонами селена и ванадия в пределах фронта окисление — восстановление наблюдается визуально. Помимо того, в каждом конкрет-

ном районе, как правило, одна или две зоны отсутствуют. Например, если отсутствует ванадиевая зона, то уран располагается на границе окисление — восстановление вместе с селеном.

Самородный селен придает породе отчетливо красноватый оттенок [11], перекрывающиеся же серые зоны урана и ванадия обычно различимы по своей радиоактивности. Оттенки коричневого цвета здесь могут возникать благодаря окислению ванадия. Как правило, чем темнее серая окраска, тем выше содержания урана в руде, хотя эта закономерность может нарушаться из-за присутствия органического вещества. В целом концентрации металлов наиболее высоки вблизи фронта окисление — восстановление и убывают по мере удаления от него. Это относится и к селену, градиент концентраций которого имеет обратное направление по отношению к направлению течения подземных вод. Концентрации селена убывают вверх по гидрологическому градиенту.

Зона молибдена, обычно присутствующего в виде сульфида (иордизита), может быть пространственно отделена от урановой зоны [12]. Наиболее же удалена от фронта окисление — восстановление зона кальцита, который осаждается в виде кальцита в связи с возрастанием значений рН. Массивные гнезда кальцита могут встречаться и внутри других зон; сохраняясь при эрозии, они выступают на поверхности.

На рудниках Райфл и Гэрфилд в Колорадо в пределах фронта окисление — восстановление за ванадиевыми рудами лежит тонкая зона нерадиогенного галенита и клаусталита (селенида свинца) [11]. Эта полоса (обычно мощностью менее 1 см) содержит около 3% свинца, что значительно выше его концентраций в рудной зоне. На окисленной стороне вблизи обогащенной свинцом полосы имеется зона зеленой хромосодержащей слюды мощностью 0,5 м, где содержания хрома могут достигать нескольких десятых долей процента.

Хотя в Ураванском районе небольшие количества меди и отмечаются в урановых рудах, главными спутниками рассматриваемого уранового оруденения «являются элементы, которые должны или могут хорошо переноситься в нейтральных или слабощелочных растворах; элементы, требующие для своей мобилизации кислых растворов, такие, как медь, в рудах обычно от-

сутствуют» [67]. Харшман и Адамс [74] дали прекрасный обзор геохимии ролловых фронтов, в котором приводят диаграммы в координатах $Eh-pH$, объясняющие зональность в пределах роллового фронта и показывающие положение растворимых и устойчивых соединений.

ОБОВЩАЮЩАЯ МОДЕЛЬ. Обобщенное рассмотрение особенностей геохимии подземных вод, с которыми связаны месторождения роллового фронта, проводится на примере месторождений, обнаруженных в Техасе и Вайоминге. Эта модель может использоваться при поисках, если имеются колодцы, вскрывающие воды горизонта минерализованных песчаников, а при отсутствии колодцев, если опробовались воды из скважин, пробуренных в соответствии с программой поисковых работ. Она мало применима там, где минерализованные песчаники располагаются выше уровня подземных вод, как это обычно бывает на плато Колорадо.

Предлагаемая обобщающая модель имеет широкое применение в связи с близостью геохимических особенностей подземных вод различных урановых месторождений песчаникового типа. Химизм вод позволяет рассматривать под единым углом зрения все месторождения, несмотря на различие пород-источников, структурных ловушек, фациальной природы песчаников, характера агентов окисления и восстановления, размеров и форм рудных залежей, возраста вмещающих пород и времени возникновения оруденения в диагенетическом цикле. Эта модель проверена многими тысячами водных проб и с успехом применяется уже более 13 лет в столь разных областях, как тexasское побережье Мексиканского залива, западная окраина бассейна Сан-Хуан (штат Нью-Мексико) и северо-западные районы Небраски.

Использование этой модели особенно эффективно, когда проявляется сразу несколько параметров. Не следует ожидать в каждом конкретном случае наличия всех параметров, но определенные их соотношения будут недвусмысленно указывать на присутствие оруденения. Для определения промышленной значимости такие перспективные участки, разумеется, должны разбуриваться.

На окисленной стороне минерализованного роллового фронта имеются зоны мобилизации, наиболее часто отмечающиеся высокими концентрациями урана, сульфат-иона, повышением щелочности и общего растворенного твердого

вещества (рис. 9). Снижение этих параметров на восстановительной стороне фронта указывает на осаждение между точками наблюдения.

На рис. 9 не показан горизонтальный масштаб, потому что расстояние между осями максимальных и минимальных концентраций урана в подземных водах, как показывает опробование, в значительной степени зависит от расстояний между пробами. При сокращении этих расстояний предполагаемые оси сближаются, а максимальные и минимальные значения концентраций урана становятся более резкими. При интерпретациях расстояния между этими осями могут составлять и 5 км, и менее 100 м, если расстояние между пробами варьируется в тех же пределах.

Для выявления перспективных на уран участков весьма полезно определение концентраций растворенного в подземных водах гелия. Значения, превышающие фоновые на 200 млрд⁻¹, вероятно, следует считать аномальными; они могут превышать фон в 10 — 100 раз. Максимальные содержания гелия будут наблюдаться в первом колодце ниже по гидрогеологическому градиенту от его источника (рис. 9). Степень перепада концентраций определяется главным образом скоростью течения подземных вод и степенью высвобождения гелия из водоносного горизонта.

Рассмотрение других элементов, встречающихся в месторождениях роллового фронта, повышает точность и надежность определения направлений благоприятных изменений (рис. 9). Концентрации сульфат-иона и проводимость возрастают по направлению к фронту окисления — восстановления, а затем резко падают благодаря осаждению сульфидов железа и далее карбонатов кальция. Высокие значения концентраций бикарбонатных ионов и селена на окисленной стороне фронта также могут быть использованы для выявления зоны мобилизации урана. Обычно с песчаниковыми месторождениями связаны концентрации молибдена; ореол его в подземных водах располагается непосредственно ниже центра геохимической ячейки или сдвинут дальше вниз по течению. Мышьяк является наиболее ценным индикатором из-за своих обширных ореолов вокруг рудных площадей.

Так же как для кривых урана и гелия, на рис. 9 не дается масштаб для значений Eh и pH , поскольку конкретные цифры зависят от географической позиции района, а также от расстоя-

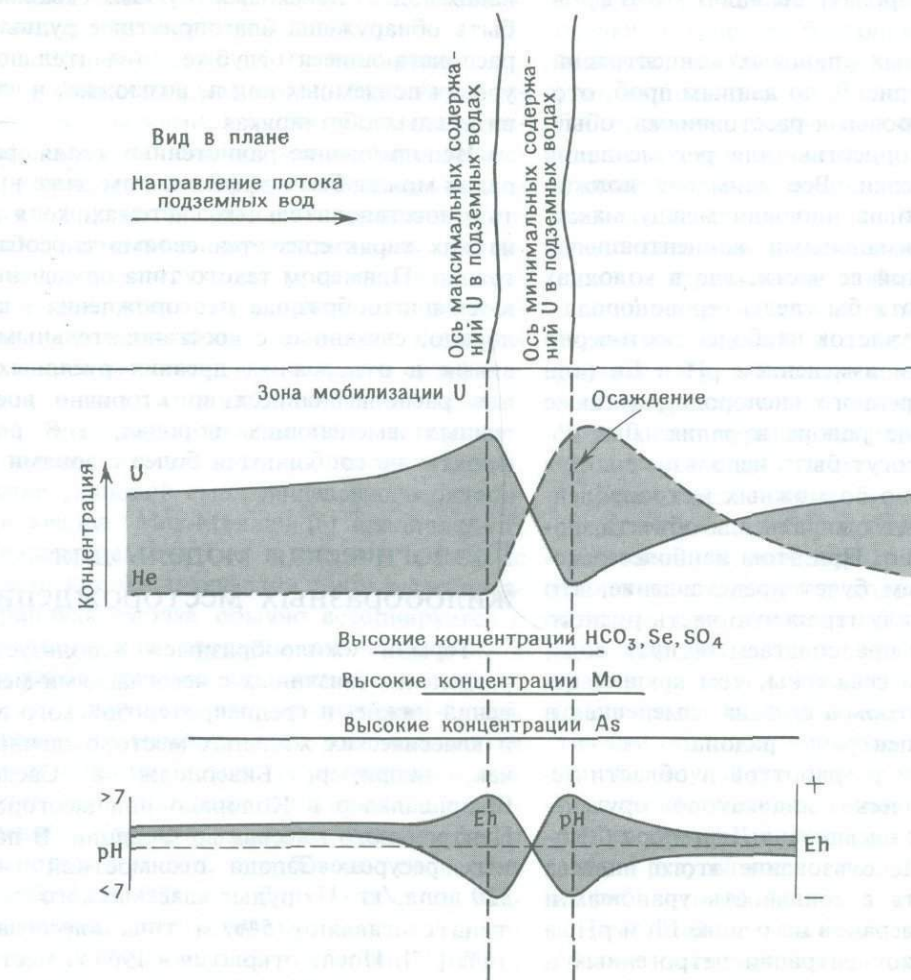


Рис. 9. Геохимическая модель подземных вод в районе уранового оруденения.

ний между пробами. Как правило, значения Eh колеблются в пределах нескольких сотен милливольт вблизи нуля. Значения рН обычно располагаются между 5 и 9 при модальных значениях по кривым распределения несколько выше 7 в зонах аридного климата и несколько ниже 7 в умеренных зонах.

Благодаря достаточно отчетливой асимметрии кривой данные для Eh (если они правильно замерены) оказываются более полезны, чем данные для рН, при определении направления к фронту окисление — восстановление. Кривые Eh и рН вблизи фронта окисление — восстановление отчетливо изменяют направление на обратное (рис. 9). При расстоянии между пробами 5 км признаки одной из сторон фронта могут быть пропущены, и тогда S-образная кривая будет представлена только одним пиком или од-

ной вогнутостью. Например, на близость к фронту может указывать падение рН при отсутствии каких-либо необычно высоких значений. Главным является обнаружение резких изменений в соседних колодцах, вскрывающих единый водоносный горизонт.

Базируясь на опыте работ в Техасе и Вайоминге, можно считать, что «радиогенный радий и радон являются прекрасными индикаторами близости уранового оруденения» [76]. Содержания радона более 1000 пКи/л могут указывать на зоны с промышленными концентрациями [19].

При расстояниях между пробами 5 км очень мало колодцев окажется непосредственно вблизи фронта окисление — восстановление. Тем не менее использование правильной модели и знание общей гидрогеологической ситуации вполне по-

звolyют интерпретировать позицию этого фронта [5].

Оси максимальных урановых концентраций, нанесенные, как на рис. 9, по данным проб, отобранных с километровыми расстояниями, обычно недостаточно корректны для рекомендаций участков для разведки. Все внимание должно быть сосредоточено на площади между максимальными и минимальными концентрациями урана, а также в той ее части, где в колодцах устанавливаются хотя бы следы сероводорода.

Перспективный участок наиболее достоверно определяется резким изменением рН и Eh (или содержания растворенного кислорода), а также присутствием в воде радона и радия. Два последних элемента могут быть использованы для подсчета минимально возможных метропроцентов, которые следует ожидать для объекта, породившего аномалию. При этом наиболее осторожным допущением будет представление, что скважина вскрывает центральную часть рудного тела. Чем длиннее предполагаемый путь воды от рудного тела до скважины, тем крупнее источник урана, с которым связана замеренная в данном пункте концентрация радона.

Самой последней разработкой в области усложненных геохимических индикаторов оруденения является индекс насыщения Лангмюра (SI — saturation index). Использование этого индекса позволяет оценивать стабильность урановых и сопутствующих минералов на основе Eh и рН, а также определять концентрации петрогенных и малых элементов в подземных водах. «Положительные значения SI для уранинита и коффинита являются отчетливым указанием на наличие поблизости урановых руд; такую же роль могут играть положительные значения SI для восстановленных минеральных фаз As, Mo и Se. Следует учитывать и региональные тенденции в изменении значений SI для уранинита и коффинита, которые могут помочь в определении положения возможных рудных зон, даже если пробы, достаточно близко расположенные к руде, не показывают положительных значений SI для этих минеральных фаз» [19].

Геохимическое моделирование, вероятно, является наиболее полезным методом выявления других генераций оруденения на перспективных участках. Его применимость для близкповерхностного оруденения, связанного с современными гидрогеологическими процессами, уже установлена. Помимо этого, посредством опробо-

вания вод из поисковых буровых скважин могут быть обнаружены благоприятные рудные зоны, располагающиеся глубже, значительно ниже уровня подземных вод и, возможно, в восстановительных обстановках.

Использование радиогенных гелия, радона и радия может быть эффективным даже в полностью восстановительных системах, хотя каждый из них характеризуется своими способами миграции. Примером такого типа оруденения являются плитообразные месторождения плато Колорадо, связанные с восстановительными условиями в отложениях древних русловых фаций или располагающиеся во вторично восстановленных вмещающих породах, где ролловые фронты не сообщаются более с зонами поверхностного окисления.

Геологическая модель для жилообразных месторождений

Термин «жилообразные» используется для разделения связанных с несогласиями месторождений ниже- и среднепротерозойского возраста и классических жильных месторождений, таких как, например, Биверлодж в Саскачеване, Шварцвальдер в Колорадо или месторождения Центрального массива во Франции. В достоверных ресурсах Запада стоимостной категории 130 долл./кг U руды классического жильного типа составляют 5%, а типа «несогласия» — 16% [77]. После открытия в 1968 г. месторождения Раббит-Лейк в Саскачеване и района Ист-Аллигейтор-Ривер в пределах Северной территории Австралии жилообразные месторождения резко потеснили песчаниковые месторождения, особенно в связи с высокими средними содержаниями в них металла.

В соответствии с задачей этой статьи особенности жилообразных месторождений могут быть охарактеризованы здесь лишь в самом общем виде. Поисковая модель для этих месторождений была разработана очень быстро, как и можно было ожидать для вновь открытого типа месторождений столь высокой экономической значимости. По мере разработки этих месторождений, несомненно, появится новая информация. Квалифицированное обобщение всех, хотя еще и недостаточно полных, данных по жилообразным месторождениям мира дается Далькампом и Адамсом [14]. Их генетическая классификация, хотя и представленная как пред-

варительная, является качественной ступенью в исследовании этих месторождений.

ОБОБЩЕННАЯ МОДЕЛЬ. Хотя этот раздел относится к жильобразным месторождениям, связанным с несогласиями, в более общем плане изложенные здесь положения могут быть применимы и к классическим жильным месторождениям. И те и другие представлены урановой смолкой в зонах, претерпевших тектонические деформации и демонстрирующих проявления регрессивного метаморфизма и хлоритизации во вмещающих метасадочных породах. Урановая смолка сопровождается сульфидами и сульфосеннидами, а также широко проявленной гематитизацией. В целом парагенезы этих месторождений включают гематитизацию, хлоритизацию, отложение урановой смолки, сульфидов, карбонатов и кварца. Мак-Миллан [6] предполагает, что образование гематита и хлорита связано с процессами как метаморфизма, так и выветривания. Урановая смолка обычно ассоциируется с графитистыми или хлоритовыми сланцами, а также с карбонатными породами.

Как ни покажется это удивительным, при опробовании подземных вод устанавливается отчетливое сходство между геохимическими особенностями жильобразных и песчаниковых месторождений. Когда оруденение лежит вблизи зеркала подземных вод, опробование последних в масштабе 1:100 000 для обоих этих столь различных случаев дает сходные результаты по урану, молибдену, мышьяку, радону, гелию, сульфату, общему растворенному твердому веществу, рН и концентрациям ионов щелочных металлов.

Обращаясь только непосредственно к жильобразным месторождениям, Далькамп и Адамс [14] отмечают некоторые черты, обычные для всех месторождений Саскачевана и Северной территории Австралии: «Они встречаются в метасадках, которые а) отлагались на архейском гранитном фундаменте в конце раннепротерозойского времени, б) были метаморфизованы 1900 — 1700 млн. лет назад, в) затем перекрыты среднепротерозойскими континентальными песчаниками, большей частью после периода интенсивного выветривания».

Этими же авторами [14] указываются благоприятные признаки для районов, перспективных в отношении жильобразных месторождений, связанных с несогласием между ниже- и среднепротерозойскими комплексами. Там, где извест-

ны ниже- и среднепротерозойские ураноносные осадки, в качестве благоприятных в отношении жильобразных месторождений поисковых критериев выделяются следующие: 1) наличие среди более древних пород источников урана, например архейских гранитоидов; 2) присутствие благоприятных вмещающих пород, особенно обогащенных углеродистым веществом метасадков, представленных переслаиванием сланцев, песчаников и карбонатных пород; 3) изменения вмещающих пород, такие, как альбитизация, магнетитовый, борный и литиевый метасоматозы, развитие Mg- и Fe-хлоритов; 4) наличие несогласия, предпочтительно перекрытого песчаниками; 5) развитие хорошо проработанных реголитов; 6) близость к архейским гнейсовым куполам.

Большинство жильобразных месторождений располагается либо поблизости, либо непосредственно в пределах графитовых и биотит-гранатовых сланцев и доломитовых мраморов, которые представляют собой метаморфизованные морские осадки, обрамлявшие архейские гранито-гнейсовые комплексы [77]. Эти вмещающие породы были сингенетически или диагенетически обогащены ураном и другими элементами в результате химических преобразований осадков. Непромышленные первичные концентрации осадочной природы несколько увеличились в результате последующего метаморфизма амфиболитовой фации, а иногда мигматизации и реактивации архейских гранитных куполов. Мелкие месторождения, подобные Рам-Джангл, имеют тенденцию локализоваться в зеленосланцевых фациях. На месторождении Ки-Лейк важную роль, по-видимому, играет последующее гипергенное обогащение в процессе химического выветривания, связанного с несогласием, однако на других месторождениях этого, как правило, не наблюдается. Подавляющая часть высококачественных рудных тел формируется при переотложении их под мощным чехлом песчаников.

Еще один поисковый критерий — близость к границе сильнометаморфизованных пород и перекрывающих песчаников. Нэш [78] считает, что «гипергенное обогащение может способствовать повышению качества руд», но приходит к выводу «о формировании этих месторождений без участия процессов палеовыветривания». Он придает меньшее значение возрасту вмещающих пород и считает, что подобные геохимические процессы имеют широкое распространение.

Одна из наиболее дискуссионных проблем ге-

незиса жилообразных месторождений — причины локализации значительной части оруденения в перекрывающих песчаниках. Наиболее оригинальная модель, объясняющая такую позицию руд, имеет в своей основе представление о проводимости крутопадающих графитсодержащих зон, которые идут от окисленных песчаников, лежащих над несогласием, в сильно восстановленные метаосадки фундамента. Тилсли [79] предполагает, что возникающая в результате этого гальваническая ячейка вызывает движение ионов и осаждение металлов вблизи верхнего полюса. После образования рудных тел и перекрытия их мощными толщами осадков радиогенное тепло стимулирует возникновение геотермальной ячейки, которая обуславливает переотложение урана в основание песчаников.

Хуве и Сиббалд [80, 81], рассматривая аргументы сторонников гипергенной, а также гидротермальной (магматической и метаморфической) концепций, пришли к заключению, что наблюдаемым фактам более всего отвечает гидротермально-диагенетическая модель. «Согласно этой модели, в условиях повышения температур под мощным покровом песчаников кислородсодержащие диагенетические растворы из формации Атабаска проникали в метаморфический фундамент вдоль зон разломов и брекчирования и вступали в реакцию с графитистыми породами,

что привело к образованию восстановительных растворов, содержащих диоксид углерода и метан». Уран осаждался вблизи графитовых пород, где окислительные воды сменялись восстановительными, т. е. где метансодержащие растворы смешивались с кислородсодержащими диагенетическими растворами, несшими рудные компоненты. Заметный латеральный «провес» верхних рудных залежей на месторождениях Килейк и Коллинс-Бей, по-видимому, отражает направление движения подземных вод в базальных горизонтах формации Атабаска в эпоху рудообразования.

Заключение

Эта статья предлагает общий обзор поисковых методов для важнейших типов урановых месторождений. Автор занимался поисками месторождений, залегающих в породах докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Большая часть этих работ была связана с месторождениями песчаникового типа, но геохимические основы их применимы также ко многим докембрийским месторождениям.

Автор считает своим долгом поблагодарить А.А. Левинсона, А.У. Роса и С.С. Адамса за их чрезвычайно полезные замечания.

Литература

1. Rogers J.J.W. and Adams J.A.S. Thorium and uranium. In Handbook of geochemistry. Wedepohl K.E., ed. (Berlin, etc.: Springer, 1978, II—V, pt. 90, 39 p. and pt. 92, 50 p.
2. Nichols C.E. et al. Uranium geochemical survey in the Crystal City and Beeville quadrangles, Texas. Open File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-19(77), 1977, 326 p.
3. Nichols C.E. et al. Wide-spaced uranium geochemical survey in the Plainview, Lubbock, and Big Spring quadrangles, Texas. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-73(78), Dec. 1977, 229 p.
4. Nichols C.E. et al. Hydrogeochemical and stream sediment pilot survey of Llano area, Texas. Open File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-36(76), 1976, 152 p.
5. Nichols C.E. et al. Northwest Texas pilot geochemical survey. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-60(76), 1976, 227 p.
6. McMillan R.H. Genetic aspects and classification of important Canadian uranium deposits. In Short course in uranium deposits: mineralogy and origin. Kimberley M.M., ed. (Toronto: The University Press for Mineralogical Association of Canada, 1978), 187—204.
7. Mickle D.G., ed. A preliminary classification of uranium deposits. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-63(78), May 1978, 77 p.
8. Mickle D.G. and Mathews G.W., eds. Geological characteristics of environments favorable for uranium deposits. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-67(78), Nov. 1978, 250 p.
9. Mathews G.W. et al. Preliminary recognition criteria for uranium occurrences: a field guide. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-32(79), Feb. 1979, 47 p.
10. Shockey P.N., Renfro A.R. and Peterson R.J. Copper — silver solution fronts at Paoli, Oklahoma. Econ. Geol., 69, 1974, 266—8.
11. Fischer R.P. Vanadium — uranium deposits in the Rifle Creek area, Garfield county, Colorado. Bull. U.S. geol. Surv. 1101, 1960, 52 p.
12. Rackley R.I. Environment of Wyoming Tertiary uranium deposits. Mountain Geol., 9, no. 2—3, 1972, 143—57.

13. *Ruzicka V.* Geological comparison between East European and Canadian uranium deposits. *Pap. geol. Surv. Can.* 70—48, 1971, 196 p.
14. *Dahlkamp F.J. and Adams S.S.* Geology and recognition criteria for veinlike uranium deposits of the Lower to Middle Proterozoic unconformity and strata-related types. *Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-5(81)*, Jan. 1981, 253 p.
15. *Stuckless J.S. et al.* Geochemical and petrological studies of an uraniferous granite from the Granite Mountains, Wyoming. *J. Res. U.S. geol. Surv.*, 5, 1977, 61—81.
16. *Rich R.A., Holland H.D. and Petersen U.* Hydrothermal uranium deposits (Amsterdam, etc.: Elsevier, 1977), 264 p.
17. *Dahlkamp F.J.* Typology and geographic/geotectonic distribution of uranium deposits. In *Energy resources*. Burolet P.F. and Ziegler V., eds. (Paris: Edition Technip, 1980), 499—536. (26th Int. geol. Congr., Colloque C2.)
18. *Jennings J.K. and Leventhal J.S.* A new structural model for humic material which shows sites for attachment of oxidized uranium species. In *Short papers of the U.S. Geological Survey uranium — thorium symposium, 1977*, Campbell J.A., ed. *Circ. U.S. geol. Surv.* 753, 1977, 10—11.
19. *Wanty R.B., Langmuir D. and Chatham J.R.* Ground water prospecting for sandstone-type uranium deposits; the merits of mineral — solution equilibria versus single element tracer methods, volume II. *Rep. U.S. Dep. Energy CJO 79—360—E*, 1981, 91 p.
20. *Bosschart R.A. and Pemberton R.H.* Applications and limitations of airborne electromagnetic systems in mineral exploration. *Min. Canada*, 42, May 1969, 19—28.
21. *Morley L.W. and Bhattacharyya B.K.* Quantitative treatment of aeromagnetic data in mineral areas. *Can. Min. metall. Bull.*, 59, 1966, 733—42.
22. *Spector A.* Aeromagnetic map interpretation with the aid of the digital computer. *Can. Min. metall. Bull.*, 64, July 1971, 27—33.
23. *Paterson N.R.* Airborne electromagnetic methods as applied to the search for sulphide deposits. *Can. Min. metall. Bull.*, 64, Jan. 1971, 29—38.
24. *Palacky G.J.* Interpretation of INPUT AEM measurements in areas of conductive overburden. *Geophysics*, 40, 1975, 490—502.
25. *Scott W.J. and Fraser D.C.* Drilling of EM anomalies caused by overburden. *Can. Min. metall. Bull.*, 66, July 1973, 72—7.
26. *Lazenby P.G.* New developments in the INPUT airborne EM system. *Can. Min. metall. Bull.*, 66, April 1973, 96—104.
27. *Palacky G.J. and West G.F.* Quantitative interpretation of INPUT AEM measurements. *Geophysics*, 38, 1973, 1145—58.
28. *Palacky G.J.* Use of decay patterns for the classification of anomalies in time-domain AEM measurements. *Geophysics*, 41, 1976, 1031—41.
29. *Levinson A.A.* Introduction to exploration geochemistry (Calgary, Alberta: Applied Publishing Ltd., 1974), 612 p.
30. *Dyck W.* Uranium, radon, helium and other trace elements and gases in well waters of parts of the St. Lawrence lowlands (Ottawa region), Canada. *J. geochem. Explor.*, 13, 1980, 27—39.
31. *Stuckless J.S. and Nkomo I.T.* Uranium-lead isotope systematics uraniferous alkali-rich granites from the Granite Mountains, Wyoming; implications for uranium source rocks. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 427—41.
32. *Rosholt J.N., Zartman R.E. and Nkomo I. T.* Lead isotope systematics and uranium depletion in the Granite Mountains, Wyoming. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 1973, 989—1002.
33. *Price T.J., Callihan M.C. and Young R.G.* Pedro Mountain drilling project. Carbon county, Wyoming. *Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-56(76)*, 1976, 19 p.
34. *Stuckless J.S.* Uranium and thorium concentrations in Precambrian granites as indicators of a uranium province in central Wyoming. *Contrib. Geology, Univ. Wyo.*, 17, no. 2, 1979, 173—8.
35. *Rosholt J.N. and Bartel A.J.* Uranium, thorium and lead systematics in Granite Mountains, Wyoming. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, 1969, 141—7.
36. *Nichol I., Garrett R.G. and Webb J.S.* The role of some statistical and mathematical methods in the interpretation of regional geochemical data. *Econ. Geol.*, 64, 1969, 204—20.
37. *Chaffee M.A., Botbol J.M. and Hamilton J.C.* The distribution of selected elements in stream sediments, central Maine. *Open File Rep. U.S. geol. Surv.*, 1972, 8 p.
38. *Dyck W.* Field and laboratory methods used in the Geological Survey of Canada in geochemical surveys, no. 10: radon determination apparatus for geochemical prospecting for uranium. *Pap. geol. Surv. Can.* 68—21, 1969, 30 p.
39. *Morse R.H.* Getting the most out of radon geochemistry: abstract. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 64, May 1980, 754.
40. *Morse R.H.* Radon counters in uranium exploration. In *Exploration for uranium ore deposits: proceedings of a symposium, Vienna, 1976* (Vienna: IAEA, 1976), 229—39.
41. *Barretto P.M.C.* Radon-222 emanation characteristics of rocks and minerals. In *Radon in uranium mining: proceedings of a panel*, Washington, D.C., December 1973 (Vienna: IAEA, 1975), 129—50.
42. *Morse R.H.* Wealth of field experience becomes available to help fine-tune portable radon detectors. *North. Miner.*, 64, March 8, 1979, C12—13.
43. *Czarnecki R.F., Pacer J.C. and Freeman R.W.* Advances in radon exploration techniques for uranium: abstract. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 64, May 1980, 695.
44. *Pogorski L.A. and Quirt G.S.* Helium surveying for deeply buried uranium deposits: abstract. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 64, May 1980, 766—7.
45. *Erdman J.A. and Harrach G.H.* Uranium in big sagebrush from western U.S. and evidence of possible mineralization in the Owyhee Mountains of Idaho. *J. geochem. Explor.*, 14, 1981, 83—94.
46. *Vijan P.N. et al.* A semi-automated method for the determination of arsenic in soil and vegetation by gas-phase sampling and atomic absorption spectrometry. *Analyt. chim. Acta*, 82, 1976, 329—36.
47. *Hawkes H.E. and Webb J.S.* Geochemistry in mineral exploration (New York: Harper and Row, 1962), 415 p.
48. *Bowker A.H. and Liberman G.J.* Engineering statistics (Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall, 1959), 585 p.

49. *Tennant C.B. and White M.L.* Study of the distribution of some geochemical data. *Econ. Geol.*, 54, 1959, 1281—90.
50. *Lepeltier C.* A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Econ. Geol.*, 64, 1969, 538—50.
51. *Sinclair A.J.* Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *J. geochem. Explor.*, 3, 1974, 129—49.
52. *Rose A.W., Hawkes H.E. and Webb J.S.* Geochemistry in mineral exploration, 2nd edn (London, etc.: Academic Press, 1979), 657 p.
53. *Kane V.E., Baer T. and Begovich C.L.* Principal component testing for outliers. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-71(77), 1977, 77 p.
54. *Rose A.W., Dahlberg E.C. and Keith M.L.* A multiple regression technique for adjusting background values in stream sediment geochemistry. *Econ. Geol.*, 65, 1970, 156—65.
55. *David M.* Geostatistics — bloodhound of uranium exploration. *Can. Min. J.*, 100, May 1979, 111—3.
56. *Journal A.G.* Geological reconnaissance to exploration — a decade of applied geostatistics. *Can. Min. metall. Bull.*, 68, June 1975, 75—84.
57. *Jöreskog K.G., Klován J.E. and Reyment R.A.* Geological factor analysis (New York, etc.: Elsevier, 1976), 178 p.
58. *Koch G.S. Jr. and Link R.F.* Statistical analysis of geological data, vol. II (New York, etc.: Wiley, 1971), 438 p.
59. *Klován J.E.* R- and Q-mode factor analysis. In *Concepts in geostatistics*. McCammon R.B., ed. (New York, etc.: Springer, 1975), 21—69.
60. *Nichol I.* The role of computerized data systems in geochemical exploration. *Can. Min. metall. Bull.*, 66, Jan. 1973, 59—68.
61. *Froidevaux R., Jaquet J.M. and Thomas R.L.* AGCL, a Fortran IV program for agglomerative, nonhierarchical Q-mode classification of large data sets. *Computers Geosci.*, 3, no. 1-C 1977, 31—48.
62. *David M., Dagbert M. and Beauchemin Y.* Statistical analysis in geology: correspondence analysis method. *Colo. Sch. Mines Q.*, 72, no. 1, 1977, 60 p.
63. *Schmidt-Collerus J.J.* Investigation of the relationship between organic matter and uranium deposits. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-130(79), 1979, 281 p.
64. *Adams S.S. and Saucier A.E.* Geology and recognition criteria for uraniferous humate deposits. Grants uranium region, New Mexico. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-2(81), 1980, 226 p.
65. *Peterson F. and Turner-Peterson C.E.* Lacustrine-humate model: sedimentologic and geochemical model for tabular sandstone uranium deposits in the Morrison Formation, Utah, and application to uranium exploration. Open File Rep. U.S. geol. Surv., 80—319, 1980, 46 p.
66. *King J.W. and Austin S.R.* Some characteristics of roll-type uranium deposits at Gas Hills, Wyoming. *Min. Engng, N.Y.*, 18, May 1966, 73—80.
67. *Harshman E.N.* Distribution of elements in some roll-type uranium deposits. In *Formation of uranium ore deposits* (Vienna: IAEA, 1974), 169—83.
68. *Adams S.S. and Smith R.B.* Geology and recognition criteria for sandstone uranium deposits in mixed fluvial — shallow marine sedimentary sequences, South Texas. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-4(81), 1981, 143 p.
69. *Klohn M.L. and Pickens W.R.* Geology of the Felder uranium deposit, Live Oak county, Texas. *AIME Preprint* 70—1—38, 1970, 19 p.
70. *Reynolds R.L. and Goldhaber M.B.* Origin of a South Texas roll-type uranium deposit: I. Alteration of iron-titanium oxide minerals. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 1677—89.
71. *Goldhaber M.B., Reynolds R.L. and Rye R.O.* Origin of a South Texas roll-type uranium deposit: II. Sulfide petrology and sulfur isotope studies. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 1690-705.
72. *Hoag R.B. Jr. and Webber G.R.* Significance for mineral exploration of sulphate concentrations in groundwaters. *CIM Bull.*, 69, Dec. 1976, 86—91.
73. *Goldhaber M.B. and Reynolds R.L.* Origin of marcasite and its significance for understanding the genesis of roll-front uranium deposits. Open File Rep. U.S. geol. Surv. 79—1696, 1979, 38 p.
74. *Harshman E.N. and Adams S.S.* Geology and recognition criteria for roll-type uranium deposits in continental sandstones, Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-1(81), 1981, 185 p.
75. *Austin S.R.* Some patterns of sulfur isotope distribution in uranium deposits. *Earth Sci. Bull.*, 3, no. 2, 1970, 5—22.
76. *Chattham J.R., Wanty R.B. and Langmuir D.* Groundwater prospecting for sandstone-type uranium deposits: the merits of mineral — solution equilibria versus single element tracer methods. Rep. U.S. Dep. Energy CJ079-360-E, 1981, 197 p.
77. *Nash J.T., Granger H.C. and Adams S.S.* Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits. *Econ. Geol.* 75th anniversary vol., 1981, 63—116.
78. *Nash J.T.* Empirical recognition criteria for unconformity-type uranium deposits applied to some Proterozoic terranes in the United States. Open File Rep. U.S. geol. Surv. 81—793, 1981, 18 p.
79. *Tilsley J.E.* Continental weathering and development of palaeosurface-related uranium deposits: some genetic considerations, In *Uranium in the Pine Creek Geosyncline: proceedings of the international uranium symposium, Sydney, 1979*. Ferguson J. and Goleby A.B., eds. (Vienna: IAEA, 1980), 721—32.
80. *Hoeve J. and Sibbald T.I.I.* Uranium concentration related to the sub-Athabasca unconformity, northern Saskatchewan, Canada. Reference, 6, 475—84.
81. *Hoeve J. and Sibbald T.I.I.* Uranium metallogenesis and its significance to exploration in the Athabasca Basin. In *Uranium exploration techniques*. Parslow F.R., ed. Spec. Publ. Sask. geol. Soc., no. 4, 1978, 161—88.

Минералогия урана

Дин К. Смит, мл.

Флейшер [60, 61] показал, что может быть установлено более 160 минеральных видов, в которых уран является важной составляющей. Известно еще много других видов, в которых уран играет заметную роль. Для такого редкого элемента, как уран ($2,5 \text{ млн}^{-1}$ в земной коре), столь значительное число известных видов (более 5%) представляется весьма неожиданным. Для этого, однако, имеется ряд причин, из которых наиболее важной является комплексная химия элемента, включая его различные валентные состояния. Кроме того, высокий энергетический потенциал урана привлекает к этому элементу особое внимание как при поисках, так и в лабораторных исследованиях; при современном оборудовании даже очень малые количества фазы могут быть адекватно охарактеризованы, чтобы установить новые виды. Еще один фактор — замечательное разнообразие окраски, наблюдаемое для большинства урановых минералов. Эти окраски увеличивают интерес к коллекционированию и характеристике образцов, а трудно уловимые различия являются часто ключом для первых указаний на новые виды.

Уран рассматривают как литофильный элемент, и его распространенность в гранитоидах приблизительно вдвое выше средней распространенности в земной коре. Действительно, выветривающиеся граниты — вероятно, главный первичный источник урана, находящегося ныне в осадочных породах. Хотя для урана известны валентные состояния от 2+ до 6+, для минералов важны только состояния 4+ и 6+. Имеются основания полагать, что как в растворах, так и в некоторых оксидах уран присутствует в состоянии 5+, однако его роль в структурах мине-

ралов не подтверждается.

Урановые минералы обычно делят на две главные группы — так называемые первичные и вторичные минералы. Это разделение основано на ранее существовавшем мнении, что весь уран первоначально был отложен в виде уранинита (являвшегося тогда единственным реально промышленным минералом), окисление которого приводило впоследствии к формированию других минералов. Сейчас признано, что некоторые уранильные минералы отлагались непосредственно из растворов в скоплениях, достаточных для экономической эксплуатации. Определен также ряд новых урановых минералов, которые, как оказалось, были рудными на некоторых ведущих месторождениях. Некоторые минералы могут быть первичными рудными на одном месторождении и продуктами изменения на других. Минералогически, вероятно, лучше делить урановые минералы на основе валентного состояния урана. Так, имеются «восстановленное» семейство с преобладающим валентным состоянием U^{4+} и «окисленное» семейство, в котором вся или большая часть урана присутствует в виде U^{6+} . Большинство минералов с U^{6+} содержит уранил-ион UO_2^{2+} . В силу сложности окисленного семейства минералы далее делятся химически по анионной ассоциирующей группе или группам. Термины «первичные» и «вторичные» должны использоваться соответственно при описании минералов, первично отложенных и испытавших последующее изменение.

Большинство урановых минералов встречается во всех или в ряде типов месторождений. При этом руды обычно содержат не более двух восстановленных минералов. Появление окисленных минералов зависит от условий Eh — pH и наличия реагирующих анионов. В отсутствие последних образуются гидроксиды и уранаты. Однако уранил-ион довольно хорошо растворим, и он может эффективно рассеиваться подземными водами на большие расстояния от восстановленного источника. Отлагающиеся поздние уранильные минералы являются комплексными соединениями, использующими имеющиеся оксианионы. Скорость образования таких вторичных минералов может быть очень высокой; они образуются на стенках горных выработок за несколько месяцев после того, как выработки были пройдены. На месторождениях урана обычно отмечается минералогическая зональность, в которой восстановленные минералы окружены гидроксидами в пределах первой (несколько сантиметров)

¹ Department of Geosciences, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania, U.S.A.

окислительной зоны, далее — сложными уранатами и наконец — уранильными окосолями. Специфика последних зависит от растворимости и наличия данного аниона; при этом наиболее обычны силикаты и фосфаты, а карбонаты и сульфаты относительно редки.

Основные месторождения урана залегают в пегматитах или осадочных породах¹. Пегматиты представляют прямую минеральную концентрацию при магматическом процессе. К восстановленным минералам обычно принадлежит уранинит с ассоциирующимися с ним редкими землями и другими элементами актиноидной серии. В качестве первичных минералов присутствуют также ниобаты, танталаты и титанаты. Окисленные минералы чаще представлены гидроксидами, силикатами и фосфатами, но могут встречаться минералы всех групп. Месторождения в осадочных породах образованы вновь возникшими концентрациями из ранее рассеянного урана, вероятно, магматического происхождения. Уранинит — доминирующий восстановленный минерал, но важны также и такие минералы, как коффинит и браннерит. Вторичные минералы, как и в пегматитах, представлены, как правило, гидроксидами, силикатами и фосфатами. На некоторых месторождениях могут встречаться и другие виды, но на многих из них обнаружено 20 или более урановых минералов.

Наиболее полное описание урановых минералов выполнено Фронделем [63]. В его монографии, так же как и в «Системе минералогии» Дана, дается обзор синонимов, состава, кристаллографии, физических и оптических свойств, синтеза, идентификации и проявлений детально для каждого вида. В описание включены около 70 надежно установленных урановых видов и большое число уже дискредитированных или плохо определенных иных фаз. Существует ряд других обзоров урановых минералов. Наиболее полными являются работы Соболевой и Пудовкиной [163, 164], Герасимовского [73], Гецевой и Савельевой [74], а также Хейнриха [79], однако они не столь исчерпывающи, как работа Фронделя [63]. В недавних работах [113, 167] рассматрива-

ется урановая минералогия Канады и приводится список большинства известных минералов с использованием ряда устаревших терминов. Флейшером [60] составлен самый поздний список минералов, который отражает номенклатуру, принятую Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации. По этой номенклатуре дается дальнейшее описание.

Представление урановой минералогии сконцентрировано на химической и структурной классификации урановых минералов с учетом различия ряда родственных типов². Подробное описание отдельных минералов дается только в том случае, если они не были рассмотрены Фронделем [60]. Объем нашего издания не позволяет привести всех данных, представленных Фронделем, однако ссылки на такие описательные данные указаны для всех новых минералов.

Урановые минералы представляются нами по химическим группам. Сначала охарактеризованы минералы U^{4+} , затем — ниобаты, танталаты и титанаты. Эти две группы включают «первичные» восстановленные минералы. Уранильные минералы рассматриваются в следующем порядке: гидроксидами, силикатами, фосфатами и арсенатами, ванадатами, молибдатами, сульфатами, карбонатами и селенитами и теллуридами. Каждый раздел включает оценку данных по кристаллохимии и ее влияния на химическую изменчивость и распространение минеральных видов.

U^{4+} -МИНЕРАЛЫ

Низшее валентное состояние урана в природе равно $4+$, и в этом состоянии он образует ряд минералов. Кроме того, в $4+$ -состоянии уран может изоморфно замещать другие элементы во многих минералах, таких, например, как редкоземельные танталаты и ниобаты. Долгое время уранинит был единственным известным U^{4+} -минералом, однако сейчас в списке содержится 11 видов (табл. 1), причем распределение их осложнено химией урана, в частности его тенден-

¹ Вмещающими для ведущих месторождений урана служат осадочные, метаморфические и изверженные породы. Крупных промышленных месторождений в пегматитах не известно. — Прим. перев.

² Рассмотрению этих вопросов посвящена также обширная и более ранняя работа Г.А. Сидоренко «Кристаллохимия минералов урана» (М.: Атомиздат, 1978) — Прим. перев.

Таблица 1. U⁴⁺-минералы

Минерал	Формула	Структурный тип	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
Браннерит ¹	(U, Ca, Ce)(Ti, Fe) ₂ O ₆	ThTi ₂ O ₆	Моноклиная	a = 9,79, b = 3,72, c = 6,87, β = 118°25' (C2/m)
Коффинит ¹	U(SiO ₄) _{1-x} (OH) _{4x}	Циркона	Тетрагональная	a = 6,979, c = 6,253 (I4 ₁ /amd)
Ишикаваит	(UFe, Y, Ca)(Nb, Ta)O ₄	Колумбита		
Лермонтовит	(U, Ca, Ce)PO ₄ (OH)·H ₂ O			
Моурит	UMo ₅ O ₁₂ (OH) ₁₀		Моноклиная	
Нингионт	(U, Ca, Ce) ₂ (PO ₄) ₂ ·I - 2H ₂ O	Рабдофана	Ромбическая	a = 6,78, b = 12,10, c = 6,38 (P222)
Петчикит	UFe(Nb, Ta) ₂ O ₈	UTa ₂ O ₈	Гексагональная	a = 6,42, c = 4,02 (P31m)
Седовит	U(MoO ₄) ₂		Ромбическая	a = 3,36, b = 11,08, c = 6,42
Уранинит ¹	UO _{2+x} (0,0 < X < 0,25)	Флюорита	Кубическая	a = 5,470 + 5,443 (Fm3m)
Уранмикролит	(U, Ca, Ce) ₂ (Nb, Ta) ₂ O ₆ (OH, F)	Пирохлора	"	a = 10,40 (Fd3m)
Уранпирохлор	(U, Ca, Ce) ₂ (Ta, Nb) ₂ O ₆ (OH, F)	"	"	a = 10,44 (Fd3m)

¹ По Фронделю [63].

цией к частичному окислению. Имеется ряд известных видов, которые содержат уран со средним валентным состоянием: определенно выше чем 4+, но ниже чем 6+ (табл. 2). Кроме того, уран обычно обнаруживается в редкоземельных танталатах и ниобатах, однако валентное состояние его не вполне установлено. Хотя многие из этих минералов первоначально формировались с ураном в четырехвалентном состоянии, химический анализ показывает, что в них присутствует как U⁴⁺, так и U⁶⁺. Отдельный список этих минералов приведен в табл. 3.

УРАНИНИТ. Уранинит — все еще наиболее известный и распространенный восстановленный минерал. Он найден во всех типах урановых месторождений, кроме тех, где зона окисления уничтожила восстановленную минерализацию. Находка уранинита в рудном теле обычно рассматривается как доказательство обнаружения первичных руд.

Уранинит как минерал привлек к себе внимание в 1940-х и 1950-х годах; многие данные по его минералогии были суммированы Фронделем [63]. Более позднее изучение сконцентрировалось

Таблица 2. U⁴⁺ — U⁶⁺-минералы

Минерал	Формула	Структурный тип	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
Янтинит*	U(UO ₂) ₅ (OH) ₁₄ ·3H ₂ O		Ромбическая	a = 11,52, b = 7,15, c = 30,3
Лиандратит	U(Nb, Ta) ₂ O ₈	UTa ₂ O ₈	Гексагональная	a = 6,36, c = 4,01 (P31m)
Молуранит	H ₄ U(UO ₂) ₃ (MoO ₄) ₇ ·18H ₂ O		Аморфный	
Ортобраннерит	UUTi ₄ O ₁₂ (OH) ₂		Ромбическая	a = 7,415, b = 11,77, c = 6,830 (P2 ₁ 22[?])
Без названия	α-U ₃ O ₇	CaF ₂ (флюорита)	Тетрагональная	a = 5,472, c = 5,397 (F4mmm[?])
Виартит	Ca ₃ U(UO ₂) ₆ (CO ₃) ₂ (OH) ₁₈ ·3 - 5H ₂ O		Ромбическая	a = 11,25, b = 7,10, c = 16,83 (Pnma) и a = 11,25, b = 7,10, c = 20,80 (P2 ₁ 2 ₁ 2 ₁ [?])

* По Фронделю [63].

Таблица 3. Урановые ниобаты, танталаты и титанаты (U, изоморфно замещающий, но не доминирующий ион)

Минерал	Формула	Структурный тип	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
Эшинит	(Nb, Ta, U, Fe, Mn) ₄ O ₈	Иксиолита	Ромбическая	$a = 5,869, b = 4,873, c = 5,216$ (<i>Pbcn</i>)
Бетафит ¹	(Ca, Na, U)(Ti, Nb, Ta) ₂ O ₆ (OH)	Пирохлора	Кубическая	$a = 10,29$ (<i>Fd3m</i>)
Давидит ¹	(Fe, La, U, Ca) ₆ (Ti, Fe) ₁₅ (O, OH) ₃₆	Кричтонита	Гексагональная	$a = 10,37, c = 20,87$
Эвксенит	(Y, Ca, Ce, U, Th)(Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆	Колумбита	Ромбическая	$a = 5,520, b = 14,57, c = 5,166$ (<i>Pbcn</i>)
Кобеит	(Y, U)(Ti, Nb) ₂ (O, OH) ₆	"	"	"
Писекит ¹	(As, Ca, U)(Nb, Ta, Ti) ₄ O ₄	"	"	"
Плюмбобетафит	(Pb, U, Ca)(Nb, Ti) ₂ O ₆ (OH, F)	Пирохлора	"	"
Плюмбомикролит	(Pb, Ca, U)Ta ₂ O ₆ (OH)	"	"	"
Плюмбопироклор	(Pb, Y, U, Ca) _{2-x} Nb ₂ O ₆ (OH)	"	Кубическая	$a = 10,534$ (<i>Fd3m</i>)
Поликраз	(Y, Ca, Ce, U, Th)(Ti, Nb, Ta) ₂ O ₆	Колумбита	"	"
Самарскит	(Y, Ce, U, Ca, Pb)(Nb, Ta, Ti, Sn) ₂ O ₆	"	"	"
Тантэвксенит	(U, Fe, V)(Ti, Sn) ₂ O ₆	"	"	"
Торутит	(Th, U, Ca)Ti ₂ (O, OH) ₆	Браннерита	"	"
Итробетафит	(Y, U, Ce) ₂ (Ti, Nb, Ta) ₂ O ₆ (OH)	Пирохлора	"	"
Иттроколумбит	(Y, U, Fe)(Nb, Ta) ₄ O ₄	Станноколумбита?	"	"
Иттрокразит	(Y, Th, Ca, U)(Ti, Fe) ₂ (O, OH)	Колумбита	"	"
Иттромикроялит (хьялмит)	(Y, Ca, U) ₂ (Ta, Nb) ₂ O ₆ (OH)	Пирохлора	"	"
Иттропироклор	(Y, Na, Ca, U) ₁₋₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆ (OH)	"	Кубическая	$a = 10,3$ (<i>Fd3m</i>)

¹ По Фронделю [63].

на его свойствах в области керамической ядерной химии. Основное внимание было обращено на его роль в U — O-системе, которая содержит много соединений между U и UO₃. Уранинит особенно интересен, потому что он единственное U — O-соединение, которое встречается в природе в любых концентрациях.

Эффект окисления урана осложняет поведение уранинита в природе. Номинально его состав — UO₂, однако он всегда показывает более высокую степень окисления. На самом деле стехиометрический UO₂, возможно, и не существует в природе. Имеются сообщения о стехиометрическом уранините, но они относятся к разряду сомнительных. Представляется, что состав уранинита находится, по-видимому, в пределах UO_{2,00} — UO_{2,25}, а более вероятно — в пределах UO_{2,07} — UO_{2,25}.

На рис. 1 показана сложная фазовая T — X-диаграмма для системы U — O. Геологически важная часть этой системы находится, вероятно, в области ниже 1000 °C и при вариации состава от UO_{2,0} до UO_{3,0}. Уранинит в этой области представлен твердым раствором, состав которого является функцией температуры, но с верхним пределом при низких температурах около UO_{2,07}. Этот состав представляет, вероятно, предел природного уранинита. Если стехиометрический UO₂ приготовлен в восстановительной обстановке, то он имеет кирпично-красный цвет. Когда этот материал выдерживается на воздухе, он быстро темнеет, приобретая коричневый цвет, и окисляется до UO_{2,04}. После долгого пребывания на воздухе материал чернеет и окисляется далее до UO_{2,07}. Если образец нагрет до 100 °C, он быстро окисляется до UO_{2,25} (также

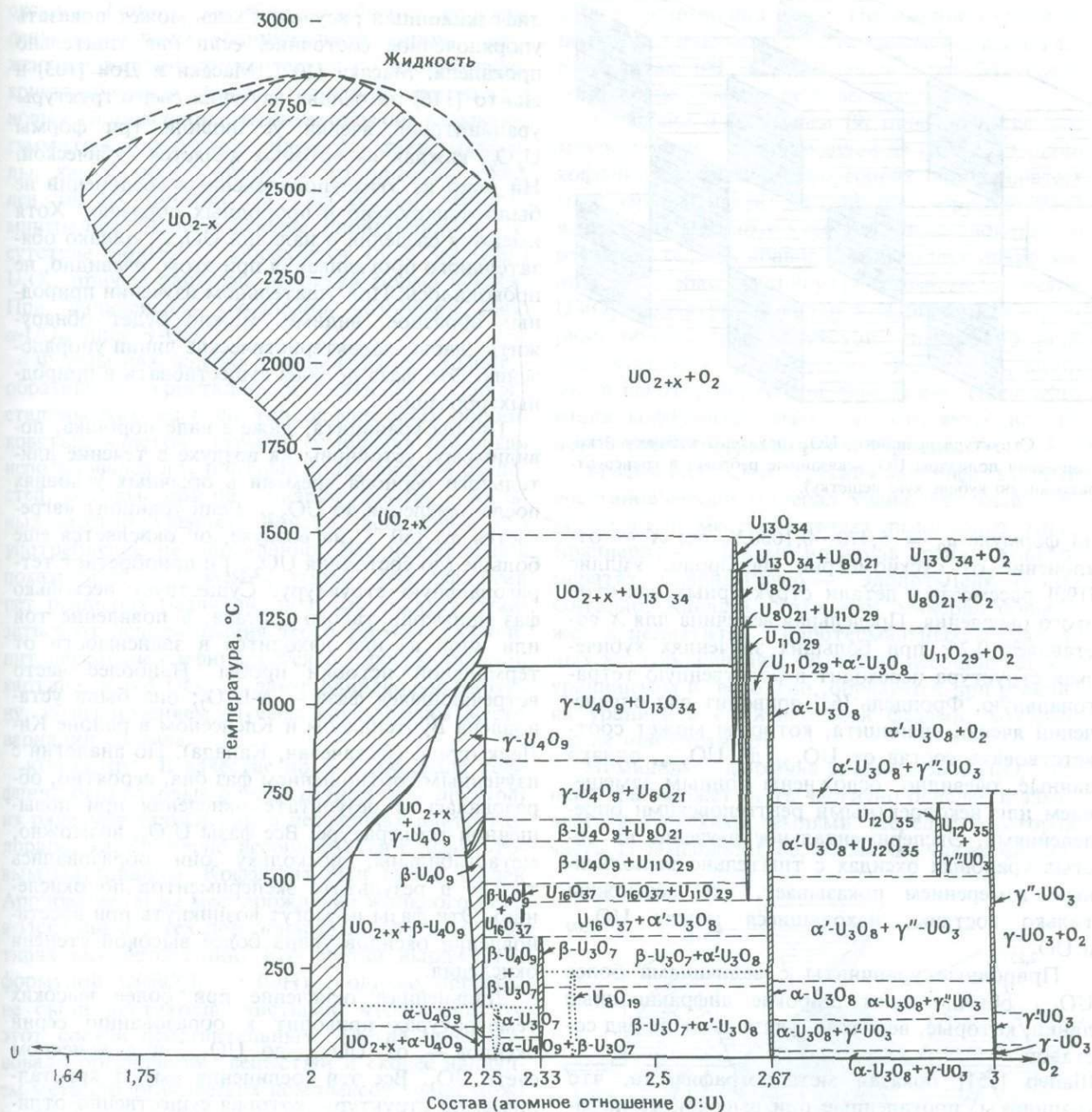


Рис. 1. Фазовые соотношения в системе уран — кислород.

черного цвета).

Уранинит UO_2 изоструктурен с флюоритом CaF_2 и состоит из U в восьмерной кубической координации (рис. 2). Церинит SeO_2 и торинит ThO_2 имеют ту же самую структуру и образуют твердые растворы с уранинитом, чем обусловлено высокое содержание редких земель и тория

во многих пегматитовых уранинитах. Грёнволл [76] показал, что окисление UO_2 происходит по промежуточному механизму и что формула для уранинита должна иметь вид UO_{2+x} . Обычный путь определения стехиометрии — измерение константы ячейки. Для $UO_{2,00}$ a равна 5,470 Å. Размер ячейки изменяется линейно с составом

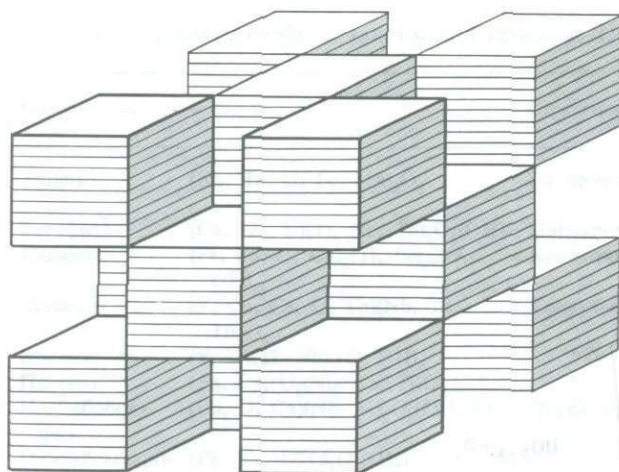


Рис. 2. Структура уранинита UO_2 (показаны кубической координации полиэдры UO_8 , связанные ребрами в гранцентрированную кубическую решетку).

по формуле $a_0 = 5,470 - 0,1080X$, где X — отклонение от стехиометрии кислорода. Уиллис [190] рассмотрел детали структурных аспектов этого окисления. Предельная величина для X составляет 0,25: при больших значениях кубическая структура переходит в родственную тетрагональную. Фрондель [63] приводит ряд определений ячейки уранинита, которым может соответствовать состав от $UO_{1,21}$ до $UO_{2,94}$, однако данные, очевидно, осложнены ионным замещением или некорректными рентгеновскими определениями. Экспериментальное изучение на чистых урановых оксидах с тщательно выполненным измерением показывает, что возможны только составы, находящиеся между $UO_{2,00}$ и $UO_{2,25}$.

Природные ураниниты с величинами более $UO_{2,07}$ обычно дают широкие дифракционные линии, которые, вероятно, указывают на ряд составов.

Шанер [151] показал металлографически, что ураниниты, прокаленные при высокой температуре в контролируемой атмосфере, не закаляются, но разделяются на две фазы — богатую и бедную кислородом. Детали двухфазного поля $UO_{2+x} + U_4O_9$ (рис. 1) были определены таким способом. Природные образцы, видимо, ведут себя сходным образом: окисление в них до $UO_{2,25}$, вероятно, происходит ступенчато, захватывая только часть образца во времени.

Состав $UO_{2,25}$ обычно дает довольно резкий

дифракционный рисунок. Смесь может показать упорядоченное состояние, если она тщательно прокалена. Масаки [102], Масаки и Дои [103] и Наито [116] на основе изучения сверхструктуры уранинитовой ячейки установили три формы U_4O_9 , каждая из которых является кубической. Ни одно из этих упорядоченных соединений не было обнаружено в природных образцах. Хотя имеются сведения о наличии $UO_{2,25}$, однако обязательного прокаливания при этом, очевидно, не проводилось. При тщательном изучении природных образцов, видимо, можно будет обнаружить слабые характеристические линии упорядочения. Эта фаза должна существовать в природных образцах.

Пробы уранинита, даже в виде порошка, по-видимому, устойчивы на воздухе в течение длительного периода времени в обычных условиях после окисления до $UO_{2,25}$. Если уранинит нагревается до $150^\circ C$ на воздухе, он окисляется еще больше (до состояния $UO_{2,33}$) и приобретает тетрагональную структуру. Существует несколько фаз примерно такого состава, а появление той или иной из них находится в зависимости от термальной истории пробы. Наиболее часто встречающаяся фаза — $\alpha-U_3O_7$; она была установлена Вултсидисом и Клейсеном в районе Килейк (пров. Саскачеван, Канада). По аналогии с изученным соотношением фаз она, вероятно, образовалась в результате окисления при повышенной температуре. Все фазы U_3O_7 , возможно, метастабильны, поскольку они образовались только в результате экспериментов по окислению. Эти фазы не могут возникнуть при восстановлении оксидов урана более высокой степени окисления.

Дальнейшее окисление при более высоких температурах приводит к образованию серии оксидов — от $UO_{2,61}$ до $UO_{2,67}$ и в конечном счете UO_3 . Все эти соединения имеют кристаллическую структуру, которая существенно отличается от структуры флюоритового типа, обнаруженной в фазах состава до $UO_{2,37}$. Эти соотношения означают, что $\gamma-UO_3$ должна быть стабильной фазой на поверхности. До настоящего времени нет сообщений о присутствии какой-либо из этих фаз в природе. Очевидно, возникающие при окислении уранинита высшие оксиды имеют большое сродство с водой и образуют гидратированные соединения вместо простых

оксидов. Природные образцы обычно представлены массивным уранинитовым ядром, окруженным желтой до оранжевой по цвету микрокристаллической зоной — сложной смесью урановых гидроксидов, которую обычно называют гуммитом. Она может содержать такие минералы, как янтинит, который неполностью окислен, однако обычно эта зона состоит из U^{6+} -минералов. Если окисление происходило в отсутствие воды, то образуется одна из форм U_3O_8 , причем наиболее вероятна форма $\alpha-U_3O_8$. При дальнейшем окислении возникает либо $\alpha-UO_3$, либо $\gamma-UO_3$.

Формы нахождения уранинита весьма многообразны: от кристаллов и плотных микрокристаллических масс до тонкодисперсных порошковатых налетов. Термин «смоляная обманка» использовался для плотных гроздевидных разновидностей, которые обычно обнаруживаются в жильных месторождениях, однако дальнейшее его употребление не оправданно. Все исследования показывают, что между этими образованиями нет реальных различий, поэтому следует отказаться от использования этого термина. Уранинит легко идентифицируется по дифракционной картине, и все $UO_2 + x$ дают одинаковую картину, за исключением случаев, когда имеют место вариации состава.

КОФФИНИТ. В качестве нового минерала коффинит был впервые описан Штиффом и др. [168] из ряда месторождений в песчаниках плато Колорадо, где он тесно ассоциируется с асфальтовым материалом. Коффинит был также найден Аррибасом [8] на месторождении жильного типа в Испании и с тех пор обнаружен почти во всех типах месторождений. Его состав выражается формулой $U(SiO_4)_{1-x} \cdot (OH)_{4x}$, однако образцы не были достаточно чистыми, чтобы считать этот состав действительным. Всегда присутствовало органическое вещество, и скорее наличием металлоорганических комплексов урана можно объяснить избыток урана, нежели избытком OH объяснить отклонение от единицы отношения U:Si. $USiO_4$ без очевидного замещения OH был получен Фуком и Гебертом [66].

Коффинит изоструктурен с цирконом, торитом и может образовывать твердые растворы с каждым из этих минералов. Его структура показана на рис. 3. Изучения специфики структуры коффинита проведено не было. Кристаллы его

всегда чрезвычайно малы. Положение в структуре групп $(OH)_4$ может быть таким же, как в гидроранатах [40, 62]. Их роль в стабильности коффинита в целом не известна.

Баюшкин и Ильменев [9] описали несколько микроскопических кристаллов из СССР. Обычно коффинит рассеян в виде тонких порошковатых масс черного цвета. Ассоциация с органическим веществом маскирует его истинные свойства, и различим он, как правило, только под микроскопом. Подобно ураниниту, стехиометрический $USiO_4$, вероятно, не черный. Природный материал обязан своей окраской неизменно присутствующему органическому веществу и, видимо, в некоторой степени окислению. Идентификация коффинита легко осуществляется по его порошковой дифракционной картине.

БРАННЕРИТ. Это третий наиболее важный восстановленный минерал урана, который присутствует в месторождениях различного типа. Браннерит — главный носитель урана в конгломератах Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк (пров. Онтарио, Канада). Хотя этот минерал обнаружен в пегматитах, гидротермальных и осадочных месторождениях, он всегда ассоциируется с уранинитом и, вероятно, образуется при реакциях уранинита с титановыми фазами, которые также присутствуют.

Номинально формула браннерита UTi_2O_6 , однако уран может быть частично окислен и замещен Ca и редкими землями. Нередко некоторая часть Ti замещается Fe, возможна также частич-

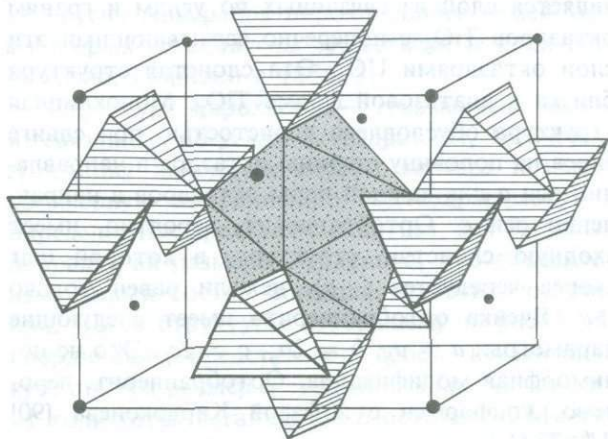


Рис. 3. Структура коффинита $USiO_4$ (уран в восьмерной координации показан крапом, а тетраэдры SiO_4 — штриховкой).

ная гидратация. Формула браннерита — $(U, Ca, TR)(Ti, Fe)_2O_{6-8}(OH)_x$. Вариации содержания кислорода отражают окисление U, которое не может быть компенсировано замещением кальцием и редкими землями. Пекинский институт урановой геологии [121] сообщил о новой фазе — ортобраннерите с предполагаемой формулой $U^{4+}U^{6+}(Ti, Fe)_4O_{12}(OH)_2$. Вывод о ромбической природе этой новой фазы сделан отчасти на основе морфологии кристаллов. Все браннериты метамиктны и должны быть нагреты для раскristаллизации. В ходе нагревания необходима осторожность, чтобы не изменить окислительного состояния. Истинный браннерит при раскristаллизации представляет, по-видимому, моноклинную фазу, которая изоструктурна с $ThTi_2O_6$ [145]. Рентгеновские данные ортобраннерита могут быть индцированы в ромбической ячейке, которая вкупе с ромбической морфологией приводит к заключению, что эта фаза формировалась как ортобраннерит, а не была продуктом окисления в ходе нагревания образца для раскristаллизации.

Браннерит, полностью восстановленный, имеет коричневый цвет, но, подобно ураниниту, темнеет при окислении до смоляно-черного. Его кристаллическая структура близка к структуре перовскита, пирохлора и колумбита, ибо она основана на каркасе из связанных октаэдров $(Ti, Ta, Nb)O_6$ с U, Ca, Th и редкими землями в промежутках. Эти ионы сравнительно свободно замещают друг друга. Структура браннерита показана на рис. 4. Структурной единицей в ней является слой из связанных по углам и граням октаэдров TiO_6 с поперечно связывающими эти слои октаэдрами UO_6 . Эта слоистая структура близка к анатазовой форме TiO_2 . Моноклинная структура обусловлена слоистостью при сдвиге слоев на половину ширины октаэдра в направлении оси a для каждой пары октаэдров в направлении оси c . Ортобраннерит, вероятно, имеет сходную слоистую структуру, в которой шаг скорее чередуется ($\pm a$), нежели равен только $+a$. Ячейка ортобраннерита имеет следующие параметры: $a = a_b$, $b \approx 2b_b$, $c \approx 2c_b$. Это не полиморфная модификация. Ортобраннерит, вероятно, конформен с X-фазой Кирвоконова [90] ($U^{6+}Ti_2O_7$).

Минеральные разновидности браннеритовой серии включают лодочникит, абсит и торутит.

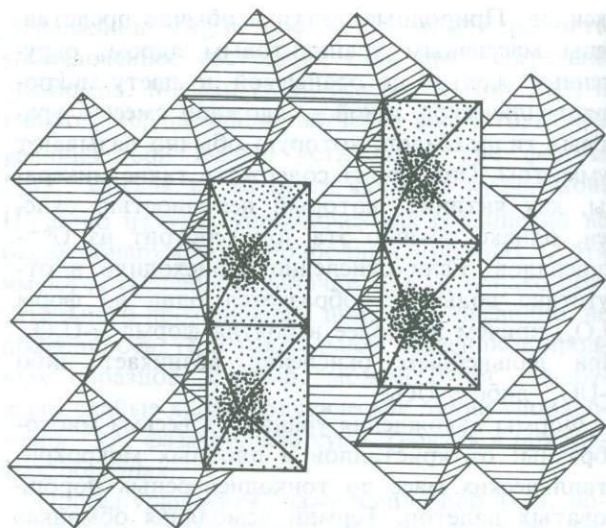


Рис. 4. Структура браннерита UTi_2O_6 (октаэдры TiO_6 заштрихованы), связанные углами и ребрами, образуют слой с мостиками из октаэдров UO_6 (показаны крапом).

Абсит — это браннерит, богатый торием, и нет оснований для его выделения в самостоятельный вид. Лодочникит — это браннерит, богатый ураном, возможно, существенно окисленный. Его нагревание приводит к браннеритоподобной рентгеновской картине, но с различиями в интенсивности. Вероятно, нет оснований для выделения его в самостоятельный вид. Торутит — конечный ториевый член серии.

Минералы группы браннерита могут быть идентифицированы по рентгеновской порошковой картине, которая получается при нагревании. Для того чтобы метамиктная структура раскristаллизовалась, нагревание обычно производится на воздухе и обязательно сопровождается некоторым поверхностным окислением. Обычно могут быть обнаружены следы U_3O_8 и TiO_2 . Если зерна крупные, а время нагревания сведено к минимуму, то внутренние части зерен могут сохранить исходный состав.

НИНГИОИТ. О нингиоите впервые сообщили Мудо и др. [115]. По данным этих исследователей, в Нингио-тогу (преф. Тоттори, Япония) нингиоит является основным минералом в третичных конгломератах. Он ассоциируется с сульфидами, апатитом, хлоритом и гипсом, которые, как предполагают, были отложены из

латерально двигавшихся растворов. Нингиоит встречается только в виде тонких микрокристаллических пленок на поверхности или в трещинах галек, и поэтому не было получено чистого материала для анализа. Минерал структурно и химически близок к радофану и, вероятно, имеет формулу $U_{1-x}Ca_{1-x}TR_{2x}(PO_4) \cdot 1-2H_2O$. Синтез близкого к нему соединения $UCa(PO_4)_2 \cdot 0,5H_2O$ позволяет предположить, что оба материала изоструктурны с парным замещением $2TR^{3+} \rightleftharpoons Ca^{2+} + U^{4+}$ до нескольких процентов. Структурные связи с радофаном очевидны из дифракционных картин, но, вероятно, порядок размещения Ca и U на TR-позициях понижает симметрию до ромбической.

Нингиоит из других мест не известен, хотя микрокристаллическая природа, вероятно, мешала его распознаванию. Он коричневатозеленый до коричневатого в тонких срезах, что наводит на мысль о частичном окислении, так как синтетический аналог зеленый. Кристаллы могут быть игольчатыми или удлинёнными. Основной путь идентификации рентгенографической.

ЛЕРМОНТОВИТ. Другой урановый фосфатный минерал — лермонтовит — был описан Соболевой и Пудовкиной [163, 164]. Этот минерал встречается в гроздевидных агрегатах из радиальных волокнистых иголок. Формула, видимо, записывается в виде $U_3(PO_4)_4 \cdot 6H_2O$ с некоторым замещением U на Ca и TR. Материал плохо охарактеризован. В ассоциации с ним установлены сульфат молибдена, марказит, водные силикаты и «таллиевая охра». Эта фаза требует более тщательной характеристики.

U^{4+} -МОЛИБДАТЫ. На месторождениях уран часто ассоциируется с молибденом, и известен ряд уран-молибденовых минералов. Два из них, о которых сообщили Копченова и др. [93] и Скворцова и др. [160], — моурит и седовит — содержат U^{4+} и встречаются в зоне гипергенеза уранинит-молибденитовых месторождений. Седовит $U^{4+}(Mo^{6+}O_4)_2$ слагает ядра седовитмоуритовых скоплений. Его цвет меняется от коричневого до красновато-коричневого, что указывает на единовалентное состояние урана. Моурит, формула которого $U^{4+}Mo_5^{6+}O_{12}(OH)_{10}$, обладает глубоким фиолетовым цветом. Валентное состояние U и Mo не было определено, а цвет указывает на возможный обмен электро-

нов в связи с частичным окислением U или восстановлением Mo. Оба минерала найдены только на одном месторождении.

Моуранит — еще один урановый молибдат, в котором U, по крайней мере отчасти, восстановленный [54]. Он также очень темный и проявляет коричневый цвет только в тонких сколах. Моуранит не дает дифракционной картины и, видимо, аморфный или, возможно, метамиктный. Встречается в тонких трещинах в гранулированном альбитите в ассоциации с молибденитом и другими сульфидами, браннеритом и другими уран-молибденовыми соединениями. Известен только в одном месте.

U^{4+} -ПИРОХЛОРЫ. Многие минералы группы пирохлора, включая бетафит и микролит, часто содержат значительные количества урана наряду с редкоземельными элементами. Эти минералы обычно встречаются в редкоземельных пегматитах или в качестве аксессуарных в гранитоидах. Известны они в виде обломочных зерен и в россыпных месторождениях. Пирохлоры имеют общую формулу $A_2B_2O_6(O, OH, F)$, где U^{4+} (или U^{6+}) входит в A-позицию, а $B = Ta, Nb, Ti, Sn$. Номенклатура пирохлоровой серии рассмотрена Хогартом [81]. Основное наименование относится к доминирующему элементу в B-позиции. Бетафит относится к Ti-соединениям, микролит — к Ta-соединениям, а пирохлор — к Nb-соединениям. Уранмикролит (бывшее название «джалмаит») и уранпирохлор (бывшее название «эльсвортит» или «гатчетолит») — два вида, в которых уран преобладает в A-позициях. Список ряда других минералов пирохлорового семейства, в которых установлены существенные количества урана, приведен в табл. 3.

Структура пирохлора — трехмерный каркас из связанных по углам октаэдров $(Ti, Ta, Nb)O_6$. A-позиция находится внутри каркаса и имеет восьмерную координацию. Октаэдры могут в определенных пределах смещаться, как бы делая поправку на размеры A-катиона, что объясняет изменчивый состав большинства этих соединений. Часть структуры изображена на рис. 5. A-координация представляет собой искаженный куб, причем размер и степень искажения зависят от количества касающихся B-октаэдров. Многие пирохлоры обнаруживают отклонения от $A_2B_2O_6(O, OH, F)$ -стехиометрии, что, вероятно, обусловлено отчасти структурными дефектами,

которые возникают в результате действия баланса зарядов и парного замещения. Уран в минералах, видимо, первоначально присутствовал в виде U^{4+} , но U^{6+} , часто обнаруживаемый при анализе, вероятно, является результатом окисления как первичного природного, так и вторичного после отбора проб. Шевалье и Гасперин [35] представили доказательство упорядоченности атомов в *A*-позициях в некоторых ураноносных пирохлорах.

U^{4+} -КОЛУМБИТЫ— AB_2O_6 . Члены колумбит-танталитового семейства минералов также часто содержат значительные количества урана вместе с редкими землями, Fe, Ca и Th. *B*-позиции заняты Nb или Ta. Подобно пирохлорам, эти минералы связаны с редкоземельными пегматитами и известны также в россыпных месторождениях. Большинство соединений, видимо, формировалось первоначально с U^{4+} , при

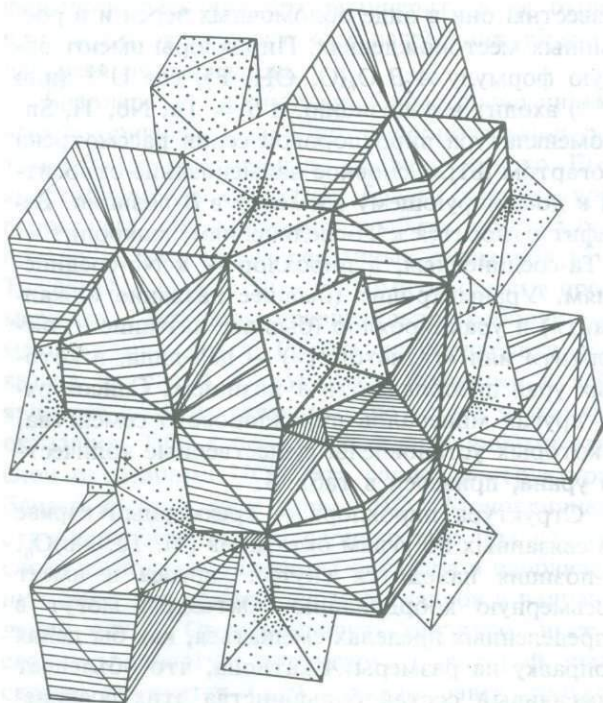


Рис. 5. Структура пирохлора $A_2B_2O_7$ (производная от флюоритовой (рис. 1), в которой один из восьми кислородов потерян и соответствующие атомные перемещения resultируются в *A*-позициях (заштриховано), остающихся в координации 8 в искаженной кубической решетке, а *B*-позиции (показаны крапом) становятся октаэдрически координированными; уран обычно находится в позициях *A*).

этом наиболее вероятно парное замещение трехвалентного иона на $Ca^{2+} + U^{4+}$. Однако окисление происходит легко, и в большинстве образцов отмечаются значительные количества U^{6+} . Минералы, содержащие радиоактивные элементы, обычно метамиктны и требуют нагревания для выявления кристалличности.

Структура колумбитов основана на гексагональной плотнейшей упаковке кислорода, в которой катионы занимают половину имеющихся октаэдрических позиций. *B*-катионы образуют двойные слои из связанных гранями октаэдров, которые чередуются с единичными *A*-слоями. Структура показана на рис. 6. Возможны также другие последовательности слоев, и некоторые из фаз, представленных в табл. 3, могут иметь иное расположение атомов *A* и *B* в октаэдрах. Эвксенит и самарскит, по-видимому, аналогичны колумбиту. Рентгеновских данных по другим фазам, относимым к этой группе, в целом недостаточно. Отнесение кобеита к данной группе основано на обнаруженной ранее при нагревании картине, которая позволяет предполагать, что постоянная ячейки равна 14,3 Å [86]. При более высоких температурах происходят структурные изменения, указывающие в большей степени на структуру уранинитового типа. Эшинит был отнесен к этой группе, хотя он может быть более тесно связан с подгруппой иксиолита.

ПЕТЧИКИТ И ЛИАНДРАТИТ. Два новых минерала — петчикит и тесно связанный с ним продукт его изменения лиандратит — были обнаружены в пегматитах Мадагаскара [114]. Подобно другим ниобатам и танталатам, они метамиктны, даже если встречаются в виде хорошо образованных кристаллов, и для выявления их кристалличности требуется нагревание. Возникающая структура наиболее близка к UTa_2O_8 [72], которая является производной от структуры U_3O_8 , в связи с чем эти минералы не относятся к обсуждавшимся выше. Так как U_3O_8 до сих пор не обнаружен в природе, эти минералы следует рассматривать в качестве новой группы.

Лиандратит является, по-видимому, продуктом окисления петчикита, так как он всегда приурочен к поверхности кристаллов последнего. Он встречается в виде стекловатых просвечивающих пленок толщиной 1—2 мм. Лиандратит, вероятно, представляет собой форму, полностью окисленную (U^{6+}). Петчикит, как установ-

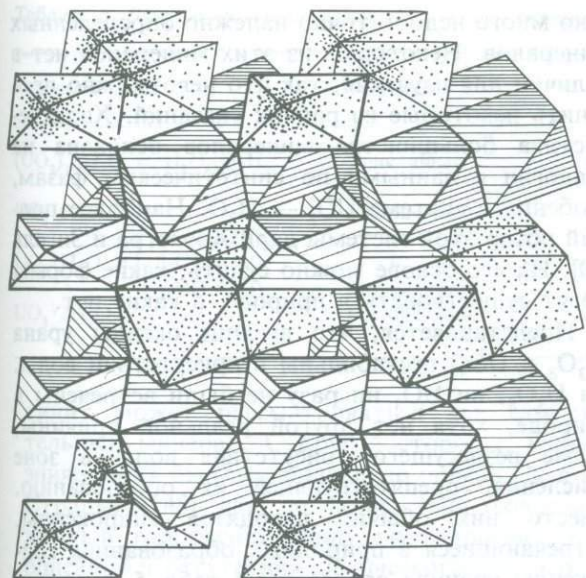


Рис. 6. Структура колумбита AB_2O_6 (гексагональная с плотнейшей упаковкой со всеми *A*- и *B*-атомами в октаэдрической координации; октаэдры *A* показаны крапом, октаэдры *B* заштрихованы).

лено, является частично окисленной и частично гидратированной разностью. Оксипетчикит, по-видимому, образовался первым из исходного $UFe(Nb, Ta)_2O_8$, в то время как Fe^{2+} окислилось и было вынесено из структуры. Гидратация ведет к образованию гидрооксипетчикита, который отличается от оксипетчикита оттенком отражения и структурой в полированных шлифах. Все эти фазы, по существу, непрозрачны и очень темного цвета, что указывает на смешанное валентное состояние.

МИНЕРАЛЫ С НЕБОЛЬШИМ КОЛИЧЕСТВОМ УРАНА, ВЕРОЯТНО U^{4+} . Многие минералы содержат незначительное количество урана, но уран в них не является существенным компонентом. Большинство из этих минералов магматического или пегматитового происхождения и могут представлять собой образования, из которых уран при выветривании переходил в подземные воды. Попыток их описания не предпринималось. Список ураноносных минералов приведен в табл. 4.

U^{6+} -МИНЕРАЛЫ

Уран в высшем валентном состоянии образует большое число окрашенных минералов, которые могут осаждаться в зоне окисления в ассо-

Таблица 4. Минералы со следами урана

Минерал	Формула	Структурный тип
Эшинит	$(Ce, Ca, \dots)(Ti, Nb)_2(O, OH)_6$	Эшинита
Алланит	$(Ce, Ca, Y, U)(Al, Fe)_3(SiO_4)_3(OH)$	Эпидота
Беловит	$(Sr, Ce, Na, Ca)_3(PO_4)_3(OH)$	Апатита
Бритолиит	$(Ce, Ca)_5[Si, P]O_4/3(OH, F)$	"
Церианит	$(Ce, U)O_2$	Флюорита
Чералит	$(Ca, Ce, Th)(P, Si)O_4$	Монацита
Эканит	$(Th, U)(Ca, Fe, Pb)_2Si_8O_{20}$	Эканита
Эвалдит	$Ba(Ca, TR)(CO_3)_2$	Эвалдита
Фергусонит	$YNbO_4$	Фергусонита
Форманит	$YTaO_4$	"
Имориит	$(Y, Ca, Zr)_{15}(Mg, Fe, Al)(Si, Al, P)_9O_{34}(OH)_{16}$	Апатита
Иракиит	$(La, Ce, Th, U)_2(K, Y)_2(Ca, La, Ce, Na)_4(Si, Al)_{16}O_{40}$	Эканита
Меланоцерит	$(Ce, Ca)_5(Si, B)_3O_{12}(OH, F) \cdot nH_2O$	Апатита
Монацит	$(Ce, Th, Ca, U)PO_4$	Монацита
Нюбозшинит	$(Ce, Ca, Th)(Nb, Ti)_2(O, OH)_6$	Эшинита
Рабдофан	$(Y, \dots)PO_4 \cdot H_2O$	Рабдофана
Торианит	$(Th, U)O_2$	Флюорита
Торит	$(Th, U)SiO_4$	Циркона
Умбозерит	$(Na, K)_3(Sr, Ba)_4(Th, U, Fe)_3O_{24}$	Умбозерита

циации с первичными минералами, или уран может переходить в раствор и переноситься на значительное расстояние от источника перед пересадением. Минералы, образовавшиеся на месте источника в результате замещения, могут сохранять форму первичной фазы, однако чаще они наблюдаются в виде неопределенных масс с разрушенной первичной текстурой. Обычно это гидроксиды уранила, силикаты или фосфаты. Далее от источника возникает один или более минералов из многочисленных образований группы гидратированных оксисолей.

Уранильные минералы рассматриваются по группам в зависимости от ассоциированного аниона. Такой подход полезен потому, что в каждой из групп минералы имеют много общих особенностей, включая распространение и кристаллохимию. Подразделение каждой из групп по отношению $UO_2: XO_n$ ведет к интересным сравнениям и к некоторым весьма специфическим минеральным семействам.

ГИДРОКСИДЫ УРАНИЛА. Эти минералы, возникающие при непосредственном замещении уранинита, образуют смеси, называемые гуммитом, которые обычно слагают или каймы изменения, или ячеистые скопления из пересекающихся прожилков. Название происходит от резино- или воскоподобного облика микрокристаллических, тесно взаимопрорастающих минералов. Это обычно гидроксиды уранила и щелочные или щелочноземельные гидроксиды уранила наряду с его силикатами и фосфатами. Тонкозернистая, слабо кристаллическая природа этого материала делает трудной или невозможной его идентификацию, в связи с чем было опи-

сано много недостаточно надежно определенных минералов. Некоторых из этих минералов нет в наличии для изучения, так что невозможно прояснить некоторые из ранних указаний. Характеристика большинства минералов основана на аналогии с данными по синтетическим фазам, особенно в системе $UO_3 - H_2O$. Наиболее полный обзор этой системы дали Хоэжстра и Зигель [80]. На его основе можно судить, какие формы могут существовать в природе, а какие нет.

Представляется, что высшие оксиды урана (U_3O_8 и UO_3) нестабильны в присутствии воды. Ни U_3O_8 , ни UO_3 ни разу не были встречены в природе, хотя нет другой реальной причины, кроме вездесущего присутствия воды в зоне окисления, препятствующей их образованию. Вместо них обычно находятся гидроксиды. Встречающиеся в природных образованиях гидроксиды уранила приведены в табл. 5, а список подтвержденных синтетических фаз — в табл. 6 [80]. Оба списка свидетельствуют об очень малом соответствии.

Янтинит — весьма редкий минерал, в котором уран не полностью окислен. Он встречается в ряде мест как продукт изменения уранинита, имеет фиолетовую окраску и может образовывать небольшие кристаллы. Цвет янтинита отличает его от всех других гидроксидов и, несомненно, обусловлен обменной абсорбцией электронов, вызванной смешанным валентным состоянием урана. Аналогичной янтиниту, судя по дифракционной картине, является синтетическая фаза $UO_{2,84} \cdot 1,5H_2O$, полученная Биньяном [13]. Несмотря на нежелание со стороны Фронделя [63] принять эту аналогию, она очевидна, и ян-

Таблица 5. Гидроксиды уранила (гуммитовые минералы)

Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
Янтинит ¹	$UO_2 \cdot 5UO_3 \cdot 10H_2O$	Ромбическая	$a = 11,52, b = 30,3, c = 7,15$
Метаскупит (скупит II) ¹	$UO_3 \cdot 2H_2O$	"	$a = 14,73, b = 16,72, c = 13,99 (Pbna)$
Параскупит (скупит III) ¹	$UO_3 \cdot 2H_2O$	"	$a = 15,22, b = 16,83, c = 14,12 (Pbca)$
Скупит (скупит I) ¹	$UO_3 \cdot 2H_2O$	"	$a = 14,74, b = 16,66, c = 14,36 (Pbca)$
Студтит ¹	$UO_4 \cdot 4H_2O$	Моноклиная	$a = 11,85, b = 6,80, c = 4,25, \beta = 93^\circ 51'$ ($C2/m$)
Метастудтит	$UO_4 \cdot 2H_2O$	Ромбическая	$a = 6,51, b = 8,78, c = 4,21 (Immm)$

¹ По Фронделю [63]. Студтит Фронделем ошибочно определен как карбонат.

Таблица 6. Данные по синтетическим UO_3-H_2O -соединениям

Соединение	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
$UO_3 \cdot H_2O = U_3O_8(OH)_2$	Триклинная	$a = 6,802, b = 7,417, c = 5,556, \alpha = 108,5^\circ, \beta = 125,5^\circ, \gamma = 88,2^\circ (P\bar{1})$
$UO_3 \cdot 0,8H_2O$	Ромбическая	$a = 4,27 + 4,30, b = 10,19 + 10,24, c = 6,86 + 6,96$
$UO_3 \cdot H_2O = \begin{cases} \alpha-UO_2(OH)_2 \\ \beta-UO_2(OH)_2 \\ \gamma-UO_2(OH)_2 \end{cases}$	»	$a = 4,242, b = 10,302, c = 6,868 (Cmca \text{ или } C2cb)$
	»	$a = 5,6438, b = 6,2867, c = 9,9372 (Pbca)$
$UO_3 \cdot 2H_2O$	Моноклиная	$a = 6,419, b = 5,518, c = 5,561, \beta = 112,77^\circ (P2_1/c)$
	Ромбическая	$a = 13,977, b = 16,696, c = 14,672 (Pbna)$

тинит может рассматриваться как самостоятельный минерал. С другой стороны, минерал эпиянтинит был первоначально описан Скупом и Страдьё [148] как не полностью окисленный желтый гидроксид. Ввиду противоречия этого описания и отсутствия химического подтверждения описанное образование следует рассматривать как полностью окисленный гидрат и, вероятно, как одну из фаз, представленных в табл. 6.

Единственными заслуживающими доверия природными гидратами UO_3 являются три несколько различающиеся формы $UO_3 \cdot 2H_2O$, описанные Кристом и Кларком [37]. Эти минералы — скупит, метаскупит и параскупит (в более ранней литературе обозначенные соответственно как скупит I, II и III) — имеют несколько различные кристаллические ячейки, что отличает их друг от друга. Незначительное расхождение в кристаллических структурах, вероятно, связано с малой структурной перестройкой, вызванной различиями в состоянии гидратации. Весьма вероятно, что скупит — подлинный минерал с высшим состоянием гидратации. Он темнее и более коричневого, чем два других, ярко-желтых. Представляется, что эти минералы не являются истинными полиморфными формами. Аналогичные синтетические продукты указаны только для скупита.

Кристаллические структуры скупитов и янтинита являются производными от структуры U_3O_8 [57, 98]. Основой структур являются слои, в которых уранил-ионы образуют пять экваториальных связей с кислородом или гидроксид-ионами. Молекулы воды и ионы оксония связывают эти слои, образуя структуру. Как доказано для многих форм U_3O_8 , в слоях могут иметь ме-

сто трудно уловимые особенности, результатом чего являются незначительно различающиеся структуры. Эти изменения могут быть аналогичны встречающимся в скупитах. Необходимы дальнейшие исследования для понимания истинной природы скупитов.

Студтит — чрезвычайно необычный минерал, в котором перекись уранила указывает на весьма сильные окислительные условия при его формировании. Это было установлено Валентой [183] по аналогии с синтетическим $UO_4 \cdot 4H_2O$. Известен только в одном месте, что свидетельствует о его исключительной редкости. Метастудтит $UO_4 \cdot 2H_2O$ был недавно описан Деллинсом и Пире [50a].

ЩЕЛОЧНЫЕ И ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫЕ ГИДРОКСИДЫ УРАНИЛА. В табл. 7 приведен список 19 известных минералов, которые могут быть классифицированы как щелочные или щелочноземельные гидроксиды уранила. Их часто рассматривали как уранаты, но после того, как были выяснены детали их кристаллической структуры, стало очевидным, что они тесно связаны с оксидами уранила, охарактеризованными выше. Действительно, Собри [165] и Ное-Спирле и Собри [119] показали, что существует серия замещения между скупитом и всеми минералами списка. Предполагается, что минералы могут быть представлены общей формулой $mXO \cdot 2UO_3 \times \times (4-2m)H_2O$ или $mXOH \cdot 2UO_3 \times \times (4-2m)H_2O$. Очевидно, механизм замещения выражается или заменой $(H_3O)^+$ на X^+ , или парным замещением $(H_3O)^+$ на X^{2+} и $(OH)^-$ на O^{2-} . Из этого следует, что формула должна быть переписана: $X_m^{2+}(H_3O)_{2-m}^+[(UO_2)_2O_{2+m}(OH)_{2-m}]$ или $X_m^+(H_3O)_{2-m}^+[(UO_2)_2O_2(OH)_2]$; при $m = 0$ обе формулы дают формулу $(H_3O)_2[(UO_2)_2O_2(OH)_2]$,

Таблица 7. Щелочные и щелочноземельные гидроксиды уранила

Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
Агриньерит	$(K_2Ca, Sr)U_3O_{10}$	Ромбическая	$a = 14,3, b = 24,07, c = 14,04$ (<i>Cmmm</i>)
Баураноит	$BaU_2O_7 \cdot 4 - 5H_2O$		
Беккерелит ¹	$Ca(UO_2)_6O_4(OH)_6 \cdot H_2O$	Ромбическая	$a = 13,82, b = 14,94, c = 12,39$ (<i>Pnma</i>)
Бильетит ¹	$Ba(UO_2)_6O_4(OH)_6 \cdot 8H_2O$	"	$a = 14,22, b = 15,02, c = 12,03$ (<i>Pnmm</i>)
Кальциоураноит	$(Ca, Ba, Pb)U_2O_7 \cdot 5H_2O$	Метамиктный	
Кларкит ¹	$(Na, Ca, Pb)_2U_2(O, OH)_7$		
Компреньясит	$K_2(UO_2)_6O_4(OH)_6 \cdot 8H_2O$	Ромбическая	$a = 12,14, b = 14,88, c = 7,16$ (<i>Pnmm</i>)
Кюрит ¹	$Pb_2U_5O_{17} \cdot 4H_2O$	"	$a = 12,50, b = 13,01, c = 8,40$ (<i>Pna2</i>)
Фурмарьерит ¹	$PbU_4O_{13} \cdot 6H_2O$	"	$a = 14,39, b = 16,47, c = 14,00$ (<i>Pbnm</i>)
Масюйит ²	$Pb_3U_8O_{27} \cdot 10H_2O$	"	$a = 41,93, b = 42,61, c = 24,22$ (<i>Pbnm</i>)
Метакальциоураноит	$(Ca, Na, Ba)U_2O_7 \cdot 2H_2O$	Метамиктный	
Метавандендрисшеит	$PbU_7O_{22} \cdot nH_2O$ ($n < 12$)		
Рамоит	$K_2CaU_6O_{20} \cdot 9H_2O$	Моноклинная	$a = 14,22, b = 14,26, c = 13,97, \beta = 121^\circ 1'$ (<i>C2/c</i>)
Ришетит ¹	Pb — U-оксид		
Руболтит	$Cu_2(UO_2)_3(OH)_{10} \cdot 5H_2O$	Триклинная	$a = 7,73, b = 10,87, c = 6,87, \alpha = 86^\circ 29',$ $\beta = 93^\circ 10', \gamma = 134^\circ 12'$ (<i>P1</i>)
Ураносферит ¹	$Bi_2U_2O_9 \cdot 3H_2O$		
Ванденбрандеит ¹	$Cu(UO_2)(OH)_4$	Триклинная	$a = 7,86, b = 5,44, c = 6,10, \alpha = 91^\circ 52',$ $\beta = 102^\circ, \gamma = 89^\circ 37'$ (<i>P1</i>)
Вандендрисшеит ¹	$PbU_7O_{22} \cdot 22H_2O$	Ромбическая	$a = 40,85, b = 43,33, c = 14,07$ (<i>Pmma</i>)
Вёлсендорфит ³	$(Pb, Ca)U_2O_7 \cdot 2H_2O$	"	$a = 11,92, b = 13,96, c = 6,90$

¹ По Фронделю [63].² В списке Фронделя указан как $UO_2 \cdot 4H_2O$.³ Фронделем [63] описан как фурмарьерит.

которая, возможно, является структурной для скупита.

Крист и Кларк [37] предложили кристаллическую структуру для этих соединений, которая является производной от предложенной Захарисеном [192] для UO_2F_2 . Эта структура состоит из слоев 2-6¹-координированного урана, в которых гексагональные дипирамидальные полиэдры связаны гранями. Эти слои в основном гексагональной симметрии с осями уранил-ионов, расположенными нормально к слоям. В слоях атомы кислорода смещены на незначительное расстояние выше и ниже уровня атомов урана, что обеспечивает более плотнейшую их упаковку. Формула такого слоя имеет вид

$(UO_2)(O, OH)_2$. Между слоями размещаются одно- и двухвалентные катионы и молекулы воды. Слой изображен на рис. 7,а. О такой структуре для $\alpha = UO_2(OH)_2$ сообщил Тейлор [171].

Эванс [57] предположил, что слои сложены 2-5-координированными атомами урана и что пентагональные дипирамидальные полиэдры связаны гранями и углами. Эта конфигурация показана на рис. 7,б. Позиция атомов урана в обеих конфигурациях почти та же самая. О пентагональной упорядоченности для структуры U_3O_8 сообщил Лоопстра [98], и 2-5-координации урана встречаются во многих других уранильных соединениях (см. ниже). Пентагональная упорядоченность может быть получена из гексагональной замещением двух ионов OH, которые при гексагональной упорядоченности связаны с двумя атомами урана, на один атом O. Интересно, что пентагональная упорядоченность может иметь тройную симметрию. При этой упорядо-

¹ Координация урана в U^{6+} -соединениях неизменно дипирамидальная. Линейный уранил-ион $(UO_2)^{2+}$ окружен четырьмя, пятью или шестью другими кислородами с расстоянием U-O большим, чем в уранил-ионе. Эти координации должны быть обозначены как 2-4, 2-5 и 2-6 соответственно.

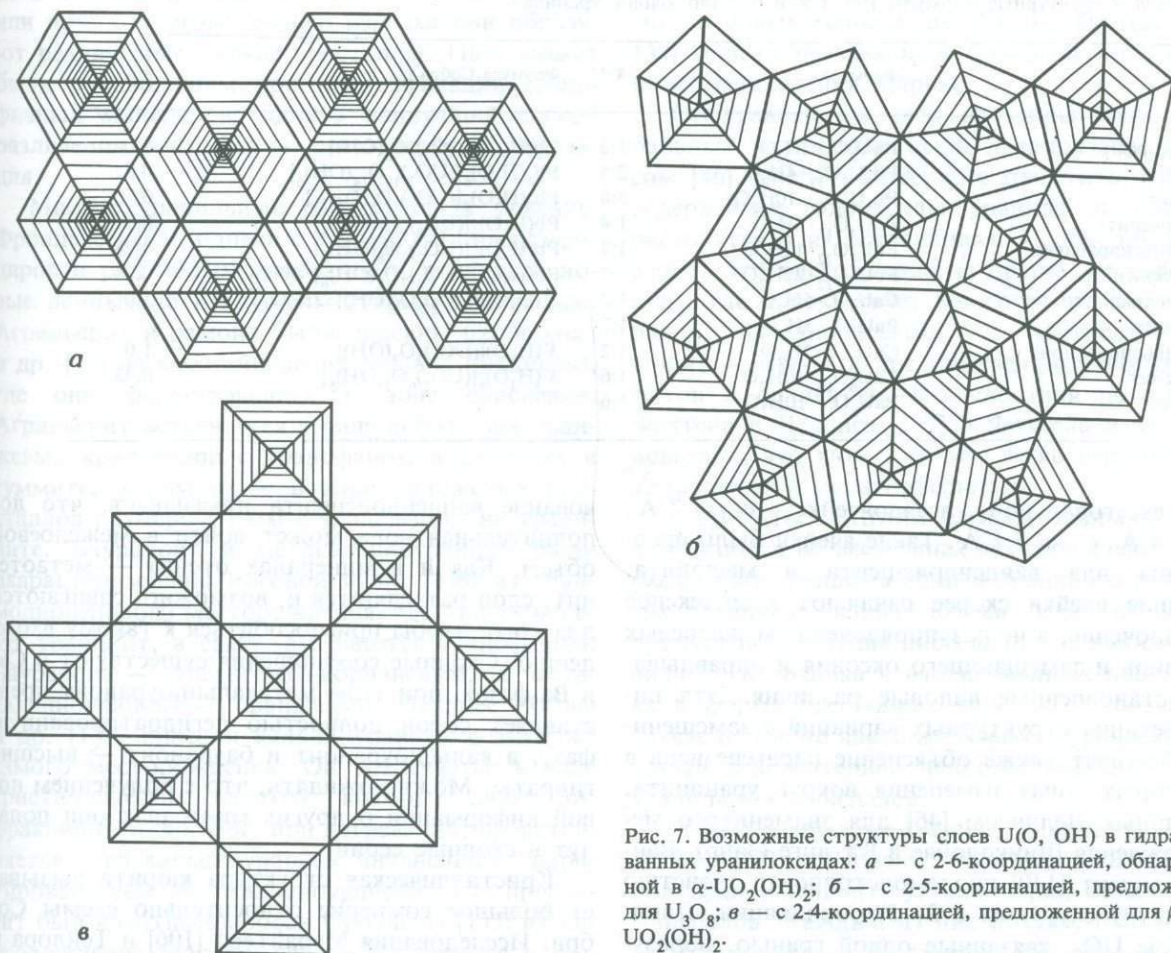


Рис. 7. Возможные структуры слоев U(O, OH) в гидратированных уранилксидах: а — с 2-6-координацией, обнаруженной в $\alpha\text{-UO}_2(\text{OH})_2$; б — с 2-5-координацией, предложенной для U_3O_8 ; в — с 2-4-координацией, предложенной для β - и $\gamma\text{-UO}_2(\text{OH})_2$.

ченности формула слоя имеет вид $(\text{UO}_2)_6 (\text{O}, \text{OH})_{10}$.

Предположение Собри [165], что вода в форме иона оксония может непрерывно замещать катионы для сохранения баланса зарядов, совместимо со структурами, предложенными Кристом и Кларком [37], но не со структурами, предложенными Эвансом [57], или структурой кюрита, предложенной Мерайтером [106]. Трудно различить две структуры по рентгеновским дифракционным данным из-за их низкого качества и сложности получения точной информации о O в присутствии U. Надежные рентгеновские данные по единичным кристаллам или порошковые нейтронные данные необходимы для решения этой проблемы. Инфракрасная спектроскопия могла бы показать присутствие оксония, за исключением модели Эванса.

С точки зрения того факта, что для $\alpha\text{-UO}_2(\text{OH})_2$ характерна гексагональная упорядоченность, а для β - и $\gamma\text{-UO}_2(\text{OH})_2$ [138, 157] — тетрагональная с координацией 2-4 (рис. 7в), существование пентагональной упорядоченности может быть поставлено под вопрос. Представленная Зигелем и др. [158] и Тейлором и Вильсоном [172] структура $\text{U}_3\text{O}_8(\text{OH})_2$ показывает, что уран существует как в 2-4-, так и 2-5-координации. Если принять аргументы Собри, то природа слоев может рассматриваться как существенно гексагональная. Кроме того, структуры различных видов зависят от регулярности замещений и местных нарушений, вызванных замещением O на OH в слоях и между слоями, для того чтобы достигнуть наиболее эффективной координации и компенсации зарядов с межслоевыми катионами. Все структуры основаны на

Таблица 8. Структурные формулы Pb-, Ca- и Ba-гидроксидов уранила

Минерал	Формула	X:U	Формула Собри	<i>m</i>
Вёлсендорфит	$PbU_2O_7 \cdot 2H_2O$	1:2	$Pb(H_3O)[(UO_2)_2O_3(OH)]$	1,0
Кюрит	$Pb_2U_5O_{17} \cdot 4H_2O$	2:5	$Pb_4(H_3O)_6[(UO_2)_{10}O_{14}(OH)_6]$	0,8
Масюйит	$Pb_3U_8O_{27} \cdot 10H_2O$	3:8	$Pb_3(H_3O)_5[(UO_2)_8O_5(OH)_5]$	0,75
Фурмарьерит	$PbU_4O_{13} \cdot 6H_2O$	1:4	$Pb(H_3O)_3[(UO_2)_4O_5(OH)_3]$	0,5
Метавандендрисшеит	$PbU_7O_{22} \cdot 12H_2O$	1:7	$Pb(H_3O)_6[(UO_2)_7O_8(OH)_6]$	0,28
Вандендрисшеит	$PbU_7O_{22} \cdot 22H_2O$	1:7	$Pb(H_3O)_6[(UO_2)_7O_8(OH)_6] \cdot 10H_2O$	0,28
Кальциоураноит	$CaU_2O_7 \cdot 5H_2O$	1:2	$X(H_3O)[(UO_2)_2O_3(OH)] \cdot 3H_2O$	1,0
Баураноит	$BaU_2O_7 \cdot 5H_2O$	1:2		
Метакальциоураноит	$CaU_2O_7 \cdot 2H_2O$	1:2	$X(H_3O)[(UO_2)_2O_3(OH)]$	1,0
Беккерелит	$CaU_6O_{19} \cdot 10H_2O$	1:6	$X(H_3O)_5[(UO_2)_6O_7(OH)_5]$	0,33
Бильетит	$BaU_6O_{19} \cdot 10H_2O$	1:6		

ортогексагональной псевдоячейке: $a' = 7 \text{ \AA}$, $b' = 4 \text{ \AA}$, $c' = 7,1 \text{ \AA}$. Такие ячейки были предложены для вандендрисшеита и масюйита. Большие ячейки скорее означают комплексное упорядочение, а не разупорядочение межслоевых катионов и замещающего оксония и оправдывают установленные видовые различия. Эта интерпретация структурных вариаций с замещением облегчает также объяснение парагенезисов в некоторых зонах изменения вокруг уранинита, описанных Делинсом [46] для знаменитого месторождения Шинколобве в Катанге (Заир). Ванденбрандеит [140] продемонстрировал слоистую структуру с ураном в 2—5-координации. Дипирамиды UO_7 , связанные одной гранью, образуют димеры U_2O_{12} , которые в свою очередь гранью связаны с плоскостными димерами Ca_2O_6 , что приводит к образованию слоев в структуре, которая отлична от структуры любого другого уранового соединения.

Pb-содержащие фазы образуют серию (табл. 8). Минерал масюйит был описан и как гидроксид уранила [63], и как Pb-содержащая фаза [37]. Делинс [45] проверил присутствие свинца во всех исследованных образцах и предположил, что он соответствует синтетическому продукту Протаса [133, 134] с формулой $Pb_3U_8O_{27} \cdot 10H_2O$. Для формулы фурмарьерита предлагались различные количества воды (от $4H_2O$ до $8H_2O$), однако схеме Собри соответствует $6H_2O$. Метавандендрисшеит, очевидно, представляет собой дегидратированное состояние фазы с отношением Pb:U = 1:7, а существ-

ование вандендрисшеита показывает, что дополнительная вода может войти в межслоевую объем. Как и в минералах отенит — метаотенит, слои разделяются и, возможно, сдвигаются для того, чтобы приспособиться к такому вхождению. Сходные соотношения существуют в Ca- и Ba-фазах, при этом метакальциоураноит представляет собой полностью дегидратированную фазу, а кальциоураноит и баураноит — высшие гидраты. Можно ожидать, что с получением новой информации о других минералах они попадут в сходные серии.

Кристаллическая структура кюрита вызывает большое сомнение относительно схемы Собри. Исследования Мерайтера [106] и Тейлора и др. [171a] показали, что слои представлены волнистыми листами урана в координации 2-4 и 2-5. Структурная формула $[Pb_{6,56}(H_2O, OH)_4][(UO_2)_8O_8(OH)_6]_2$, где первые квадратные скобки межслоевая формула, а вторые — формула слоя. В целом формула не согласуется с формулой Собри для кюрита, приведенной в табл. 8. Очевидно, что ситуация более сложная, чем это представлялось до результатов исследований, и необходимо дальнейшее изучение для выяснения истинных структурных соотношений.

Группа уранильных минералов встречается почти исключительно в ореолах изменения уранинитовой минерализации в ассоциации с гидроксидом уранила. Pb-минералы обычно широко развиты из-за обилия радиогенного свинца, особенно в геологически древних месторождениях. Эти фазы весьма тонкозернистые и находят-

ся в тесном сростании с другими минералами или друг с другом; только изредка они образуют различимые мелкие кристаллы. Цвет может быть руководящим при идентификации специфических минералов, однако наилучший способ различения этих фаз — рентгеновская дифракция.

Многие уранильные оксиды были описаны Фронделем [63], однако с тех пор был идентифицирован ряд новых минералов и появились новые данные по некоторым старым минералам. Агриньерит и рамоит были описаны Сесброном и др. [27] из месторождения Марьяк (Франция), где они формировались в зоне окисления. Агриньерит встречается в виде небольших оранжевых кристаллов с уранофаном в пустотах в гуммите, а рамоит — в виде оранжевых кристаллов размером 1 мм с уранофаном на уранините. Баураноит и метакальциоураноит были охарактеризованы Роговой и др. [136] из ураномолибденового месторождения, где они замещают уранинит, а сами замещаются уранофаном. Баураноит — красновато-коричневый, а метакальциоураноит — оранжевый. Позднее Рогова и др. [137] описали кальциоураноит с того же самого месторождения. Он встречается в виде кристаллических налетов, которые дают дифракционную картину при нагревании; предполагается, что кальциоураноит интенсивнее гидратирован, чем метакальциоураноит. Компреньясит был идентифицирован Протасом [135] из месторождения Марьяк, где он встречается в тесной ассоциации с уранинитом. Бриндли и Бастованов [19] представили новые данные по синтетическому компреньяситу и его натриевому аналогу. О структуре, относящейся к фазе $K_2U_7O_{22}$, сообщил Ковба [94], однако она, по-видимому, не является копией природной фазы. Руболтит был описан Сесброном и др. [30] из месторождения Шинколобве (Катанга), где он встречается в виде розеток пластинчатых зеленых кристаллов на уранините, ассоциирующихся с другими оксидами и силикатами уранила. Вёлсендорфит был описан Фронделем [63] как фурмарьерит, а Протасом [132] был определен как самостоятельный вид. Делинс [45] показал, что оба описания были идентичны и, кроме того, что масюит — скорее свинцовый минерал, нежели непосредственно гидратированный оксид уранила. Собри [166] приготовил синтетические вёл-

сендорфит, беккерелит и бильетит и представил много новых данных по фазам. Протас [133, 134] описал безымянный Ca—Sr-оксид уранила из месторождения Марьяк.

Обратившие на себя внимание цепи минеральных ассоциаций были предложены Делинсом [46] (рис. 8). Интересно отметить, что Rb-содержащие гидроксиды уранила значительно расходятся в их ассоциациях. Необходимо проверить это расхождение на других месторождениях, где присутствует много вторичных минералов. Предполагается, в частности, что кюрит — главный предшественник многих фосфатов и силикатов. Исследования по синтезу Фохтена и Делинса [177] и Фохтена и др. [178] показали, что кюрит может легко переходить в метаотенит и метаторбернит.

СИЛИКАТЫ УРАНИЛА. Эти минералы (табл. 9) встречаются во всех типах месторождений. Они могут быть найдены вблизи уранинита или других первичных минералов как один из ранних продуктов окисления либо вдали от любого очевидного источника в изолированных проявлениях в форме рассеянных налетов. В последнем случае особенно часто встречается уранофан, который действительно наиболее обычен из всех уранильных минералов.

Новые силикаты уранила, описанные после 1958 г. [63], включают болтвудит, натриевый болтвудит, хейвиит, уиксит и ряд безымянных минералов. Каждый из них позднее был найден во многих местах. Болтвудит [64] обнаружен на месторождениях в песчаниках плато Колорадо. Хони [83] описал этот минерал более детально. Натриевый болтвудит был охарактеризован Черниковым и др. [34] из аридного региона СССР, где он образует тонкие порошокватые корки. Уиксит — первый из опознанных (около 1950 г.) 1:3-силикатов уранила — был описан Аутербриджем и др. [120]. Он имеет внешнее сходство с уранофаном и встречается в риолитах и песчаниках. Натриевый аналог уиксита может быть синтезирован в гидротермальных (при 150–300 °C) условиях. Хейвиит — химический аналог уиксита, который содержит больше Ca, чем K. Он был описан Мак-Берни и Мердоком [104] из района водохранилища Хейви в Калифорнии, где он встречается в виде желтых сферолитовых агрегатов на поверхностях трещин в гранитах. Черников и др. [33] описали минерал, названный

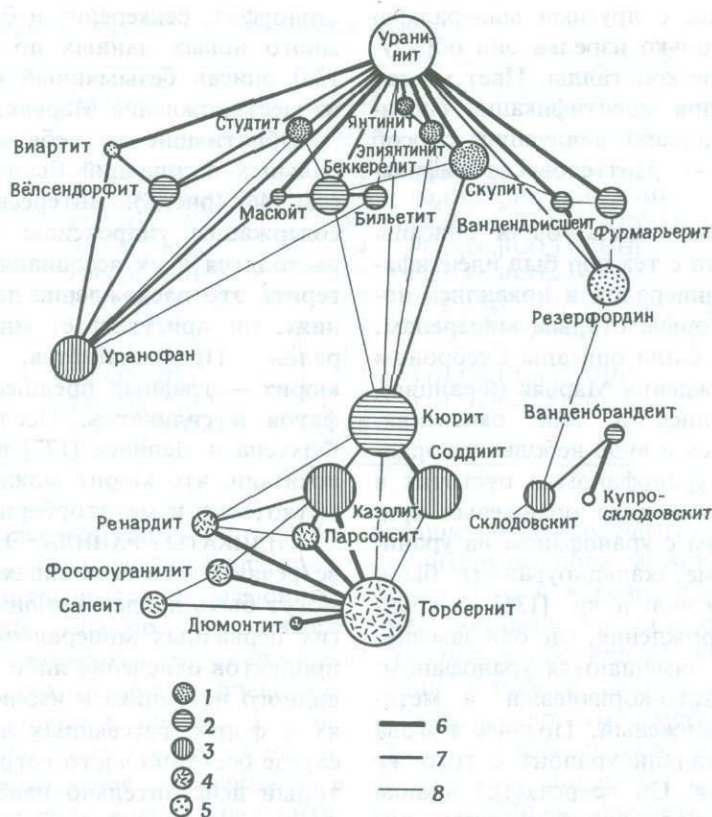


Рис. 8. Парагенезис окисленных урановых минералов на месторождении Шинколобве (Заир) [46]. 1—5 — типы минералов: 1 — гидратированные оксиды, 2 — сложные гидратированные оксиды, 3 — силикаты, 4 — фосфаты, 5 — карбонаты; 6—8 — частота ассоциаций: 6 — 80—100%, 7 — 50—80%, 8 — 0—50%.

урсилитом, который, очевидно, является эквивалентом хейвиита. Он также встречается в трещинах в гранитоидах. Один из описанных ими образцов обогащен магнием и, вероятно, представляет собой магниезный хейвиит как самостоятельный минеральный вид. Минерал, описанный как гастунит [82], оказался эквивалентом хейвиита [55]. Ранкилит [1], вероятно, также эквивалент хейвиита. Ряд не получивших названия силикатов уранила был описан Тридгольдом [173] из Северной территории (Австралия), Валентой [183] из Менценшванда (ФРГ), Эмерсоном и Райтом [53] из Монтаны (США), Столом и Смитом [169] из Нью-Мексико (США).

Химически в зависимости от отношения урана к кремнию силикаты уранила образуют три группы. 1:1-группа — наиболее обширная и одна из наиболее изученных. Стол и Смит [169] и Си-

доренко и др. [156] дали обзор кристаллохимии этих минералов. Они показали, что все 1:1-минералы имеют, по существу, одну и ту же основную структурную единицу $[(\text{UO}_2)\text{SiO}_4]^{2n+}$ — бесконечную цепочку связанных гранями уранильных пентагональных дипирамид и силикатных тетраэдров. Эти цепочки (рис. 9), поперечно связанные через общие вершины полиэдров, образуют бесконечные слои. Все минералы данной группы имеют такого рода слои с незначительными различиями, зависящими от того, как ориентированы свободные вершины групп SiO_2 . Межслоевая область содержит катионы, оксоний¹ и молекулы воды. Ионы оксония являются существенной частью всех структур, за исключением казолита и, возможно, болтвудита.

¹ В упомянутой работе Г.А. Сидоренко и др. речь идет о гидроксил-ионе, а не об оксонии. — Прим. перев.

Таблица 9. Силикаты уранила

(UO ₂) ₂ :(TO ₄)	Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
2:1	Соддиит ¹	(UO ₂) ₂ SiO ₄ · 2H ₂ O	Ромбическая	a = 8,32, b = 11,21, c' = 18,71 (Fddd)
1:1	Бета-уранофан ¹	(H ₃ O) ₂ Ca(UO ₂) ₂ (SiO ₄) ₂ · 3H ₂ O	Моноклиная	a = 6,64, b = 15,55, c = 14,01, β = 91° (P2 ₁ /a)
	Болтвудит	K ₂ (UO ₂) ₂ (SiO ₃ OH) ₂ · 5H ₂ O	"	a = 13,71, b = 7,14, c = 12,35, β = 102,2° (P2 ₁)
	Купроскладовскит ¹	(H ₃ O) ₂ Cu(UO ₂) ₂ (SiO ₄) ₂ · 4H ₂ O	Триклиная	a = 9,21, b = 6,63, c = 7,06, α = 90°, β = 110°, γ = 108°30' (P1)
	Казолит ¹	Pb ₂ (UO ₂) ₂ (SiO ₄) ₂ · 2H ₂ O	Моноклиная	a = 13,31, b = 7,02, c = 6,72, β = 104,7° (P2 ₁ /c)
	Складовскит ¹	(H ₃ O) ₂ Mg(UO ₂) ₂ (SiO ₄) ₂ · 4H ₂ O	"	a = 17,28, b = 7,03, c = 6,56, β = 105,88° (C2/m)
	Натриевый болтвудит	(H ₃ O) ₂ (Na, K) ₂ (UO ₂) ₂ (SiO ₄) ₂ · 2H ₂ O	Ромбическая	a = 27,40, b = 7,02, c = 6,65
	Уранофан ¹	(H ₃ O) ₂ Ca(UO ₂) ₂ (SiO ₄) ₂ · 3H ₂ O	Моноклиная	a = 15,87, b = 7,05, c = 6,66, β = 97°15' (P2 ₁)
1:3	Хейвиит	Ca(UO ₂) ₂ Si ₆ O ₁₅ · 5H ₂ O	"	a = 15,4, b = 7,05, c = 7,10, β = 107°52' (P2/c)
	Уиксит	K ₂ (UO ₂) ₂ Si ₆ O ₁₅ · 4H ₂ O	Ромбическая	a = 14,26, b = 35,88, c = 14,20 (Fmmm)
	Магнийевый хейвиит	Mg(UO ₂) ₂ Si ₆ O ₁₅ · 9H ₂ O		

¹ По Фронделю [63].

Их роль, по-видимому, сходна с ролью оксония в гидроксидах уранила. Вода может быть двух типов — та, которая образует часть координационной сферы вокруг катиона, и дополнительная вода, которая, как представляется, находится в свободных каналах и ведет себя подобно целолитовой. Последней объясняется изменчивость содержания воды в опубликованных химических анализах.

Окристаллизованные 1:1-минералы проявляют пластинчатый до игольчатого габитус. Часто кристаллы образуют радиальные пучки, иногда до 5 см в диаметре. Индивидуальные кристаллы редки; обычными являются скопления игольчатых кристаллов близпараллельной ориентации. За исключением купроскладовскита, имеющего зеленый цвет, и желто-оранжевого казолита, силикаты уранила окрашены в желтые до бледно-желтых цвета. Уранофан и бета-уранофан обнаруживают слабую желто-зеленую флуоресценцию в коротковолновом ультрафиолете. Цвет и кристаллический габитус являются лучшими признаками при идентификации в поле, однако рентгеновская дифракция — наилучший

метод для надежной диагностики.

Группа 1:3 силикатов уранила включает хейвиит и уиксит. Эти минералы встречаются на тех же проявлениях, что и 1:1-минералы, однако не столь широко, как последние. Они также обладают игольчатым до призматического габитусом и желтым до белого цветом. Минерал ранкилит, который был описан де Абеледо и др. [1], очевидно, идентичен хейвииту. Урсилит может быть действительно магниезиальным хейвиитом, однако для обоснования его существования необходимы дополнительные исследования. Натриевый аналог уиксита случайно обнаружен в ходе гидротермальных экспериментов при 300 °C на синтетическом ядерном реакторе (в хвостах) [105].

Для шести членов группы 1:1 определены структуры. Структура уранофана была вначале определена Смитом и др. [161] и уточнена Столом и Смитом [169]. Структура γ-уранофана определена Смитом и Столом [162]. Структурный анализ болтвудита был выполнен Столом и Смитом [169]. Структура казолита, установленная первоначально Хуиненом и др. [87], уточне-

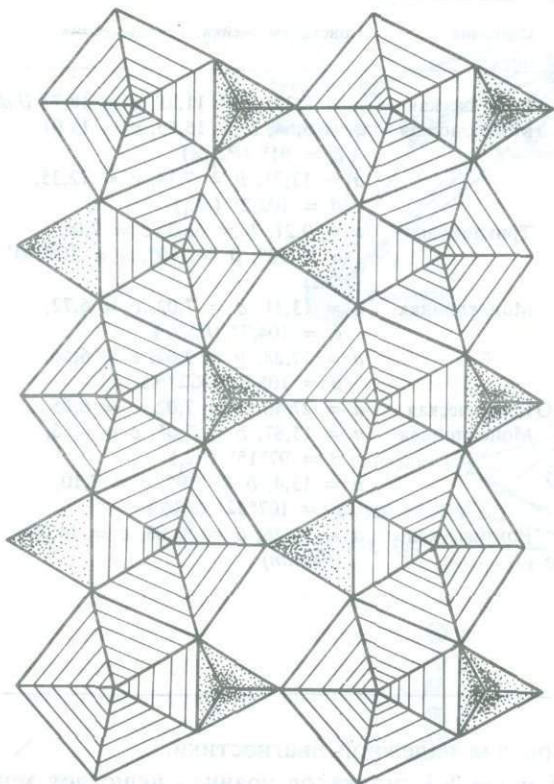


Рис. 9. Уранил-силикатная цепочечная и слоистая структура, установленная в 1:1-уранил-силикатах (урановые 2—5-полиэдры заштрихованы, а тетраэдры SiO_4 показаны крапом).

на позднее Мокеевой [111] и Розенцвейгом с Рианом [141]. Структура склодовскита была проанализирована Мокеевой [109] и уточнена Хуиненом и Ван Меерсше [88], Мокеевой [110] и Рианом с Розенцвейгом [147]. Структура купросклодовскита, определенная вначале Пиремойнер и Ван Меерсше [130], уточнена Розенцвейгом и Рианом [139]. Шашкин и др. [153] сообщили о безводном $\text{Na}_2(\text{UO})_2\text{SiO}_4$ с нереальной структурой с ураном в координации 2-4.

Проведенный Столом и Смитом [169] и Андерсоном [4] структурный анализ уиксита и его синтетического натриевого аналога показал, что основной структурной единицей является $[(\text{UO}_2)\text{SiO}_4]$ — бесконечная цепочка, как это было определено для соединений 1:1. Цепочки па-

раллельны (как показано на рис. 10), но поперечно не связаны. Вместо этого дополнительные тетраэдры SiO_4 образуют мостики между цепочками. Ранее эти мостики не были выявлены при структурных исследованиях. Межслоевые катионы и молекулы воды играют ту же самую роль, что и в 1:1-соединениях. Необходимо дальнейшее изучение структур.

Минерал группы 2:1 соддиит встречается в сходных с другими силикатами уранила обстоятельствах. Структурного изучения соддиита не проводилось, но, очевидно, он изоструктурен с $(\text{UO}_2)_2\text{GeO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $a = 8,179 \text{ \AA}$, $b = 11,515 \text{ \AA}$, $c = 19,297 \text{ \AA}$ [97]. В этом соединении присутствуют цепочки того же самого уранилсиликатного типа, но они поперечно связаны имеющейся в каждой из двух цепочек частью Si -тетраэдров, как показано на рис. 11. В результате возникает каркасная структура из цепочек, пересекающихся под углом 90° . Молекулы воды занимают места внутри каркаса.

Для соддиита был сообщен ряд составов, что

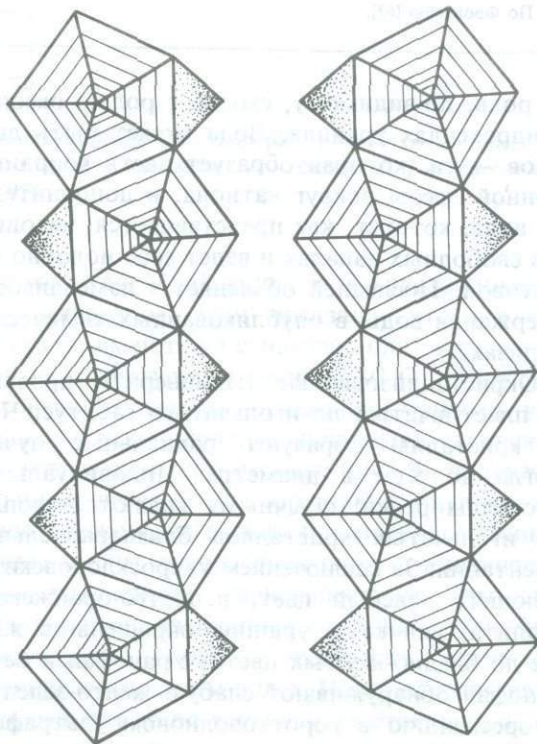


Рис. 10. Уранил-силикатные цепочки в 1:3-уранил-силикатах (урановые 2—5-полиэдры заштрихованы, тетраэдры SiO_4 показаны крапом).

свидетельствует в пользу возможного существования нескольких родственных минералов. Горман [75] описал физические свойства соддиита, указав при этом, что кристаллы обычно зональны, но различные их части дают одинаковую рентгеновскую порошковую картину. Стол и Смит [169] описали другой образец, который показал такую же порошковую картину, однако изучение единичных кристаллов свидетельствует скорее о триклинной, нежели о ромбической ячейке, которая обычно указывается. Вполне очевидно, что для этой группы минералов необходимы дополнительные исследования.

ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ УРАНИЛА. Это наиболее обширная группа урановых минералов и, за исключением уранофана, наиболее распространенная. В табл. 10 приведен список известных минералов этой группы. Семейство отенита и метаотенита расширено, и список его отдельных видов приведен в табл. 11 и 12. Эта группа подразделяется на основе отношения $UO_2:TO_4$, и отдельные подразделения свидетельствуют о зна-

чительном структурном сходстве¹. Фосфаты и арсенаты сгруппированы вместе ввиду их значительной аналогии.

Большое число фосфат-арсенатных минералов было описано еще Фронделем [63]. Арсеноуранилит охарактеризован Беловой [12] из зоны окисления сульфидного месторождения, где он встречается в виде оранжевых пластинчатоподобных сростаний с другими урановыми минералами. Этот минерал считается мышьяковым аналогом фосфоуранилита и, вероятно, должен иметь особую формулу. Бергенит, описанный Бюлтеманом и Мо [21], и кивуит, описанный Ван Вамбеке [176], рассматривались как аналоги фосфоуранилита — ренардита, однако необходимы дополнительные данные для установления истинной формулы. Бергенит найден в отвалах шахты у Стройберга в Саксонии, где образует желтые корки в ассоциации с другими урановыми минералами. Кивуит встречается в виде желтых землистых масс в пегматитах Кобокобо (Киву, Заир). Валента и Вимменауэр [187] показали, что хюгелит, первично описанный как ванадат, в действительности был Рb-содержащим арсенатом уранила, очень сходным с дюмонтином. Он встречается в виде оранжево-желтых кристаллов в пустотах кремнистых брекчий около Лара (Баден-Вюртемберг). Хюгелит рассматривается как арсенат, аналогичный дюмонтиту. Фуркалит, фурулумит и юпалит были описаны Делинсом и Пире [47, 49]. Фуркалит — из Бергена (Фогтланд, Саксония), где он встречается в виде желтых пластинок со спекуляритом. Фурулумит и юпалит, найденные в Кобокобо (Киву, Заир), встречаются в берилл-колумбитовых пегматитах. Ванмеерсшеит и метаванмеерсшеит (также из Кобокобо) были описаны Пире и Делинсом [127а].

Кокониоит (фосфат-сульфат) был описан Янгом и др. [191] из ряда месторождений плато Колорадо (Аризона и Юта, США). Он встречается в виде светло-желтых мягких инкрустаций в песчаниках. По-видимому, кокониоит представляет собой уникальную минеральную группу.

Фурунгит был описан Хунаньской лабораторией 230 [84] как мелкокристаллическое образо-

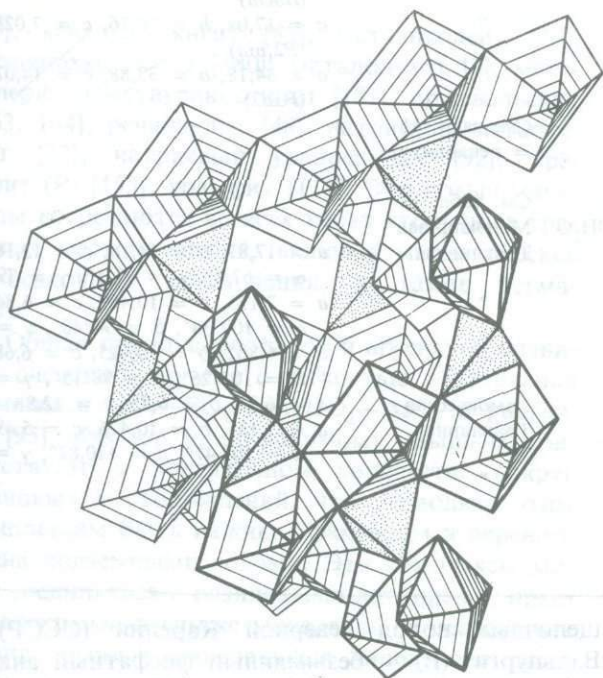


Рис. 11. Структура соддиита $(UO_2)_2SiO_4 \cdot 2H_2O$ (урановые 2—5-полиэдры заштрихованы, тетраэдры SiO_4 показаны крапом; цепочки, обнаруженные в других силикатах уранила, расположены под углом 90° друг к другу и связаны тетраэдрами SiO_4).

¹ В общей кристаллохимической формуле Т соответствует любому из катионов в тетраэдрической координации, а X — любому катиону в тройной координации.

Таблица 10. Фосфаты и арсенаты уранила

$UO_2:TO_4$	Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)	
4:2	Арсенуранилит	$Ca(UO_2)_4(AsO_4)_2(OH)_4 \cdot 6H_2O$	Ромбическая	$a = 15,40, b = 17,40, c = 13,77$	
	Возможно: Бергенит	$Ca_2(UO_2)_3(AsO_4)_2(OH)_4 \cdot 6H_2O$ $Ba(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 8H_2O$	"	$a = 16,05, b = 17,76, c = 13,86$ (<i>Bmmb</i>)	
	Возможно: Кивуит	$Ba_2(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 8H_2O$ $(Th, Ca, Pb)(H_3O)_2(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_8 \cdot 5H_2O$	"	$a = 15,88, b = 17,24, c = 13,76$ (<i>Bmmb</i>)	
	Возможно: Ренардит ¹	$(Th, Ca, Pb)(H_3O)_2(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_6 \cdot 5H_2O$	"	$a = 15,9, b = 17,6, c = 13,8$	
3:2	Возможно: Дюмонит ¹	$Pb_2(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 7H_2O$ $Pb_2(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$	Моноклинная	$a = 8,16, b = 16,73, c = 7,02$ $\beta = 110^\circ$	
	Хюгелит	$Pb_2(UO_2)_3(AsO_4)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$	Подобен дюмониту		
	Фосфоуранилит ¹	$(H_3O)_2Ca(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 4H_2O$	Ромбическая	$a = 15,85, b = 17,42, c = 13,76$ (<i>Bmmb</i>)	
	Фуркалит	$Ca_2(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 4H_2O$	"	$a = 17,366, b = 15,957, c = 13,548$ (<i>Pbca</i>)	
	Фуралумит	$Al_2(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_6 \cdot 10H_2O$	Моноклинная	$a = 13,87, b = 20,79, c = 9,38,$ $\beta = 112^\circ$ (<i>P2₁/a</i>)	
	Юпалит	$Al(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_3$	Ромбическая	$a = 34,68, b = 16,81, c = 13,72$ (<i>Bbcm</i>)	
	Ванмеерсшеит	$U(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_6 \cdot 4H_2O$	"	$a = 17,04, b = 16,76, c = 7,023$ (<i>P2₁mn</i>)	
	Метаванмеерсшеит	$U(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$	"	$a = 34,18, b = 33,88, c = 14,074$ (<i>Fad2</i>)	
	1:1	Семейство отенита ¹ Девиндит ¹	$R_{1-2}(UO_2)_2(TO_4)_2 \cdot 8-12H_2O$ $Pb(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 3H_2O$	См. табл. 11 = ренардиту?	
		Семейство метаотенита I ¹	$R_{1-2}(UO_2)_2(TO_4)_2 \cdot 6-8H_2O$	См. табл. 12	
2:3	Кокониноит	$Fe_2Al_2(UO_2)_2(PO_4)_2(SO_4)(OH)_2 \cdot 20H_2O$	Моноклинная		
2:4	Фуронгит	$Al_2(UO_2)(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$	Триклиная	$a = 17,87, b = 14,18, c = 12,18,$ $\alpha = 67,8^\circ, \beta = 77,5^\circ, \gamma = 79,9^\circ$	
	Галлимондит	$Pb(UO_2)(AsO_4)_2 \cdot nH_2O$	"	$a = 7,123, b = 10,469, c = 6,844,$ $\alpha = 100^\circ 34', \beta = 94^\circ 48', \gamma = 91^\circ 16'$	
	Парсонит ¹	$Pb(UO_2)(PO_4)_2 \cdot nH_2O$	"	$a = 6,862, b = 10,425, c = 6,684,$ $\alpha = 101^\circ 26', \beta = 98^\circ 15', \gamma = 86^\circ 17'$	
	Псевдоотенит	$(H_3O)_4Ca_2(UO_2)_2(PO_4)_4 \cdot 5H_2O$	Ромбическая	$a = 6,95, b = 6,95, c = 12,88$	
	Вальпургит ¹	$(BiO)_4(UO_2)_2(AsO_4)_4 \cdot 6H_2O$	Триклиная	$a = 7,135, b = 10,426, c = 5,494,$ $\alpha = 101,47^\circ, \beta = 110,82^\circ, \gamma = 88,20^\circ$	
	Вальпургит (P)	$(BiO)_4(UO_2)_2(PO_4)_4 \cdot 6H_2O$	"		

¹ По Фронделю [63].

вание на углистом сланце в зоне окисления уранового месторождения иллювиального типа. Валента и Вимменауэр [187] описали галлимондит из Лара (Баден-Вюртемберг). Он очень похож на парсонит. Псевдоотенит охарактеризован Сергеевым [150] из фенитизированных пород экзо-контактной зоны массива ультраосновных —

щелочных пород северной Карелии (СССР). Вальпургит (P) — безымянный фосфатный аналог вальпургита — был описан Соболевой и Пудовкиной [163].

К новым отенито- и метаотенитоподобным минералам относятся: арсенураношпатит [186], хейнрихит и метаксейнрихит [11, 77], тридголдит

Таблица 11. Семейство отенита

Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
Арсеноураношпатит	$\text{HAl}(\text{UO}_2)_4(\text{AsO}_4)_4 \cdot 40\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	$a = 7,00, c = 20,64 (I4/mmm)$
Отенит ¹	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12\text{H}_2\text{O}$	"	$a = 7,00, c = 20,67 (I4/mmm)$
Фришент ^{1, 2}	$\text{Mn}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$		
Хейнрихит	$\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10-12\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	$a = 7,13, c = 20,56$
Калерит ¹	$\text{Fe}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10-12\text{H}_2\text{O}$	"	$a = 14,30, c = 21,97 (P4_2/n)$ $a = 7,16, c = 20,19$
Новачекит ¹	$\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	$a = 14,30, c = 22,00 (P4_2/n)$
Сабугалит ¹	$\text{HAl}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	"	$a = 6,96, c = 19,3$
Салент ¹	$\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	"	$a = 6,98, c = 19,71 (P4/nmm)$
Тригголит	$\text{Al}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	$a = 20,25, b = 9,85, c = 19,75,$ $\beta = 111,4^\circ (C2/c)$
Торбернит ¹	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	$a = 7,06, c = 20,54 (I4/mmm)$
Ураноширцит ¹	$\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	"	$a = 7,01, c = 20,46$
Ураношпатит ¹	$\text{HAl}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_4 \cdot 40\text{H}_2\text{O}$	"	$a = 7,00, c = 30,02 (P4_2/n \{?\})$
Ураноспинит ¹	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	"	$a = 7,16, c = 20,4 (I4/mmm)$
Ксиянгджиянгит	$(\text{Fe}, \text{Al})(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая	$a = 7,17, b = 7,17, c = 22,22$
Цейнерит ¹	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 40\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	$a = 7,18, c = 20,79 (P4/nnc)$

¹ По Фронделю [63].

² Более вероятно, член группы карнотита.

[50], ксиянгджиянгит [85], метаанколеит [70], метакирххеймерит [180], металодевит [2], метакалерит и метаураноспинит [181], пржевальскит [163, 164], ренанкулит [48], натриевый метаотенит [32], натриевый ураноспинит [92], трёгерит (P) [155], урамфит [117]. Эти новые минералы встречаются во всех типах вторичных урановых месторождений, включая магматические и осадочные образования, а также пегматиты.

Общая природа фосфатов и арсенатов уранила, очевидно, связана с легкостью образования комплекса UO_2-PO_4 или UO_2-AsO_4 в растворе [95]. Фосфор и, по-видимому, мышьяк присутствуют в достаточном количестве вокруг урановых месторождений, что позволяет этим комплексам быть важным фактором в переносе урана подземными водами. Эти комплексы могут соединяться с различными катионами, представленными в списке минералов, и осаждаться в виде особых минеральных видов, или предшествующие минералы могут обменивать одни катионы в растворе на другие. Очевидно, в растворе могут существовать комплексы более чем одного вида, о чем свидетельствует обнаружение ряда типов кристаллических структур.

Химически фосфаты уранила распадаются на пять отдельных групп в зависимости от отношения $\text{UO}_2:\text{TO}_4$, хотя классификация некоторых видов весьма сомнительна. Например, для фосфоуранилита, как сообщалось, отношение U:P составляет как 4:2, так и 3:2. Сходство ячеек 4:2- и 3:2-групп указывает на то, что эта проблема может быть более сложной. Кристаллическая структура дюмонтита, фосфоуранилита, фуркалита подтверждает наличие отношения 3:2 и выявляет цепочечную единицу $[(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2]$, которая является основной единицей данной группы. Эта структура показана на рис. 12. Пентагональные и гексагональные дипирамиды урановых полиэдров связаны гранями с другими дипирамидами и с тетраэдрами PO_4 . Связывание по углам приводит к слоеподобной единице. Катионы и молекулы воды занимают межслоевые позиции. Ни по одному из 4:2-соединений не проведено структурного исследования, однако их порошковые картины и размеры ячеек весьма близки к таковым фуркалита и других 3:2-соединений; это свидетельствует в пользу того, что они в действительности могут быть 3:2-соединениями.

К настоящему времени наиболее хорошо изу-

Таблица 12. Семейство метаотенита

Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
Абернатит ¹	$K_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная	$a = 7,176, c = 18,126 (P4/ncc)$
Бассетит ¹	$Fe(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Моноклиная	$a = 6,98, b = 17,07, c = 7,01,$ $\beta = 90^\circ 32'$
Метаанколеит	$K_2(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 6H_2O$	Тетрагональная	$a = 6,993, c = 8,891 (P4/nmm)$
Метаотенит ¹	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 6H_2O$	"	$a = 6,972, c = 8,47 (P4/nmm),$ $a = 19,65, c = 8,47$
Метаотенит II ¹	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 4-6H_2O$	Ромбическая	$a = 6,551, b = 7,053, c = 8,164$ $(Pmmm)$
Метаксенийрихит	$Ba(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная	$a = 7,07, c = 17,74 (P4_2/m)$
Метакалерит	$Fe(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	"	$a = 7,18, c = 8,58$
Метакирхгеймерит	$Co(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	"	$a = 7,16, c = 8,60$
Металодевит	$Zn(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10H_2O$	"	$a = 7,16, c = 17,20 (P4_2/m)$
Метановачекит ¹	$Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 4-8H_2O$	"	$a = 7,16, c = 8,58 (P4/n)$
Метаторбернит ¹	$Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	"	$a = 6,969, c = 17,306 (P4/n)$
Метаураноцирцит ¹	$Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	"	$a = 6,94, c = 17,65 (P4_2/m),$ $a = 7,19, c = 8,81 (P4/nmm)$
Метаураноцирцит II ¹	$Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 6H_2O$	Мрноклиная	$a = 9,855, b = 9,756, c = 16,84,$ $\gamma = 90^\circ 36' (P2_1)$
Метаураноспинит ¹	$Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная	$a = 7,14, c = 17,00 (P4/nmm)$
Метаксейнерит ¹	$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	"	$a = 7,10, c = 17,42 (P4_2/n)$
Пржевальскит	$Pb(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$	Ромбическая	
Ренанкулит	$(H_3O)Al(UO_2)(PO_4)(OH)_3 \cdot 3H_2O$	Моноклиная	$a = 11,1, b = 17,7, c = 18,0,$ $\beta = 90^\circ$
Натриевый метаотенит	$(Na_2Ca)(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная	$a = 6,97, c = 8,96 (P4/nmm)$
Натриевый ураноспинит	$(Na_2Ca)(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 5H_2O$	"	$a = 7,12, c = 8,70 (P4/nmm)$
Трэггерит ¹	$UO_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	"	$a = 7,16, c = 8,80 (P4/nmm)$
Трэггерит (P)	$UO_2(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	"	$a = 7,02, c = 8,49 (P4/nmm)$
Урамфит	$(NH_4)_2(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 4-6H_2O$	"	$a = 7,01, c = 9,05$

¹ По Фронделю [63].

чена 1:1-группа фосфатов и арсенатов. За исключением девиндтита, который является сомнительной фазой, возможно, эквивалентом ренардита, эта группа может быть разделена на два семейства — отенитовое и метаотенитовое. Оба семейства имеют одинаковую структурную единицу — бесконечный слой — и различаются прежде всего по степени гидратации и по способу совмещения слоев. Если гидратация близка к максимальной, слоевое пространство составляет примерно 10 Å (или 20 Å для двойной ячейки). Это минералы семейства отенита. Слоевой единицей обычно является $[(UO_2)_2(TO_4)_2]$, а соответствующий уровень гидратации — $(10+12)H_2O$. Когда уровень гидратации $(6+8)H_2O$, слои несколько сближаются, и слое-

вое пространство составляет около 9 Å (или 18 Å). Это минералы семейства метаотенита. Итак, много пар минералов имеют одинаковый состав, но различное содержание воды; поэтому привычно использовать одно наименование и при меньшей гидратации добавлять приставку «мета». Даже когда неизвестно, что эквивалент более высокой степени гидратации встречается в природе, практикуется использование приставки «мета», если слоевое пространство составляет 9 Å. Так, используют наименование «метаанколеит» или «металодевит», даже если анколеит и лодевит не были описаны.

Наиболее предствительным является семейство метаотенита, вероятно, потому, что многие минералы найдены на месторождениях в

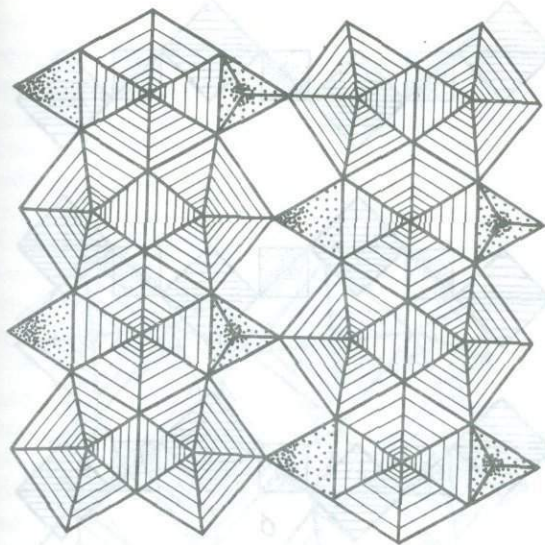


Рис. 12. Уранил-фосфатная цепочечная и слоистая структура, обнаруженная в 3:2-уранил-фосфатах (урановые 2—5- и 2—6-полиэдры заштрихованы, тетраэдры PO_4 показаны красным).

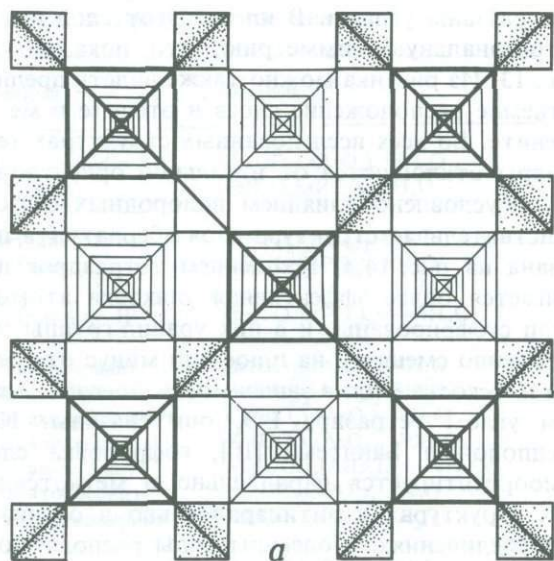
песчаниках в аридном и семиаридном климате. Действительно, после проверки оказалось, что практически все музейные образцы отенита были метаотенитами. Подобная ситуация предполагает, что многие образцы были ошибочно идентифицированы или они могли быть дегидратированы в музейной атмосфере во время хранения. Дегидратация отенита осуществляется, по-видимому, быстро, однако регидратация однажды дегидратированного отенита не происходит. Наличие отенита, таким образом, означает образование минерала в холодном гумидном климате, и минералы из таких мест должны быть тщательно собраны и храниться в увлажненной атмосфере в ходе исследования.

Изучение кристаллической структуры проводилось только на членах метаотенитового семейства. Абернатиит и метаторбернит изучены Россом и Эвансом [143], а также Россом и др. [144], метаураноцирцит — Золенским [193] и Кошраван-Шазедь [89a], тридголдит — Пире и др. [124], а водородный метаотенит — Моросиным [112]. Это изучение подтвердило общую метаотенитовую структуру, предложенную Байнтемой [10], но вместе с тем показало, что среди видов имеются тонкие структурные различия. Основная единица — бесконечный слой из 2-4-полиэдров UO_6 и тетраэдров $(P, As)O_4$, кото-

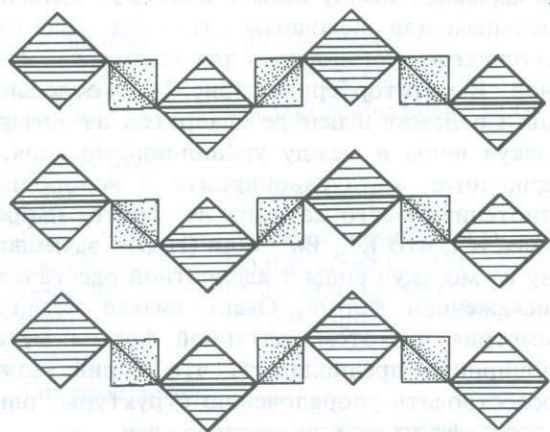
рые связаны углами. В идеале этот слой имеет тетрагональную симметрию, что показано на рис. 13. Из рисунка можно также видеть предполагаемое расположение слоев в отените и метаотените. Во всех исследованных структурах тетраэдры отклоняются от идеальной ориентации, что обусловлено влиянием водородных связей. Действительная структура слоя абернатиита показана на рис. 14,а. Вращением тетраэдров достигается более эффективная упаковка атомов. Слои сгофрированы, и в них уранил-группы попеременно смещены на плюс или минус от средней плоскости слоя в зависимости от того, с каким углом тетраэдра PO_4 они связаны. Как предположил Байнтема [10], гофрировка слоя самоориентируется параллельно в метаотенитных структурах и антипараллельно в отенитовых соединениях. Молекулы воды располагаются в карманах между слоями вместе со щелочноземельным или щелочным катионом. Два типа расположения установлено для этих межслоевых ионов. В метаторберните (рис. 14,б) отдельные ионы Ca лежат в центре квадратов из четырех молекул воды и между уранил-ионами слоя. В абернатиите, метаураноцирците и водородном метаотените место катиона не занято, и представляется, что K^+ , Ba^{2+} или $(H_3O)^+$ замещают одну из молекул воды в квадратной расстановке в искаженной форме. Очень низкая истинная симметрия низкотемпературной формы метаураноцирцита предполагает, что барий может способствовать упорядочению структуры, однако этот эффект еще не подтвержден.

Известно, что образцы трёгерита и метаураноцирцита трансформируются из тетрагональной в более низкую симметрию при близкой к комнатной температуре. Трёгерит трансформируется при температуре около $25^\circ C$ [44], а метаураноцирцит — при $108^\circ C$ [193]. В результате происходят слабые нарушения структуры, и в кристаллах обнаруживается решетчатое двойникование. Сходные трансформации встречаются также в других минералах, например в Sa - и Pb -метаотенитах; ими можно объяснить сообщение о ромбическом метаотените II.

Структура тридголдита, определенная Пире и др. [124], представляет собой усложненную производную от структуры отенита. Она состоит из $[UO_2PO_4]_n^{2-}$ -слоев, которые лишь слегка нарушены по сравнению с квадратной упорядо-



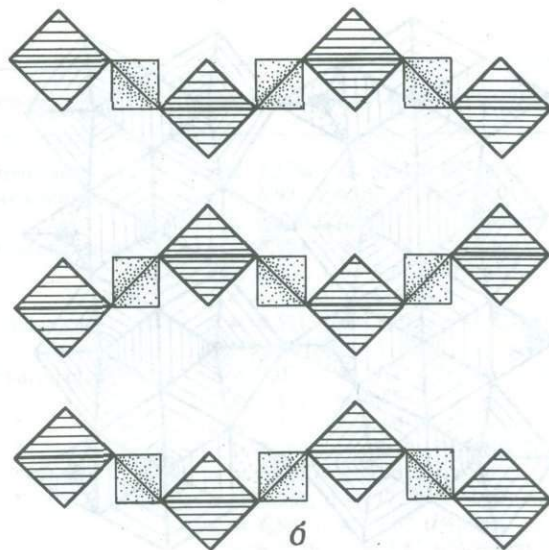
a



б

ченностью. Наложение слоев смещается параллельно оси c (ось a соответствует оси c) в тетрагональных формах, что позволяет приспособиться к межслоевым группам двойных октаэдров Al_2O_{10} и сформировать моноклинную структуру.

2:4-соединения имеют, по-видимому, несвязанную кристаллическую структуру. Вальпургит показывает цепочечную единицу из связанных гранями 2-4 UO_6 -полиэдров с прикрепленными тетраэдрами AsO_4 [106b]. Псевдоотенит может быть отнесен к отенитовому семейству с добавочными тетраэдрами PO_4 . Другие соединения также, вероятно, имеют слоистую структуру. Кокониноит является фосфат-сульфатом и, сле-



в

Рис. 13. Идеальная уранил-фосфатная слоистая структура отенитового и метаотенитового семейств [10]. *a* — структура слоя $[(UO_2)(TO_4)]$; *б* — совмещение слоев в отенитовом семействе; *в* — совмещение слоев в метаотенитовом семействе.

довательно, довольно уникален. Какие-либо выводы о характере этого минерала не могут быть сделаны, пока не проиндицирована его рентгеновская порошковая картина и не определена элементарная ячейка.

Минерал фришгейт — загадка. Имеется сообщение, что он является членом отенитовой группы, но это представление основано главным образом на морфологии. Рентгеновских данных нет, а оптические данные, сообщенные Фэрчайлдом [59], указывают на его двуосный характер. Как ванадат он должен, по-видимому, быть сгруппирован с другими ванадатами. Известно сообщение о синтетической Mn-фазе, которая предположительно имеет структуру, близкую к

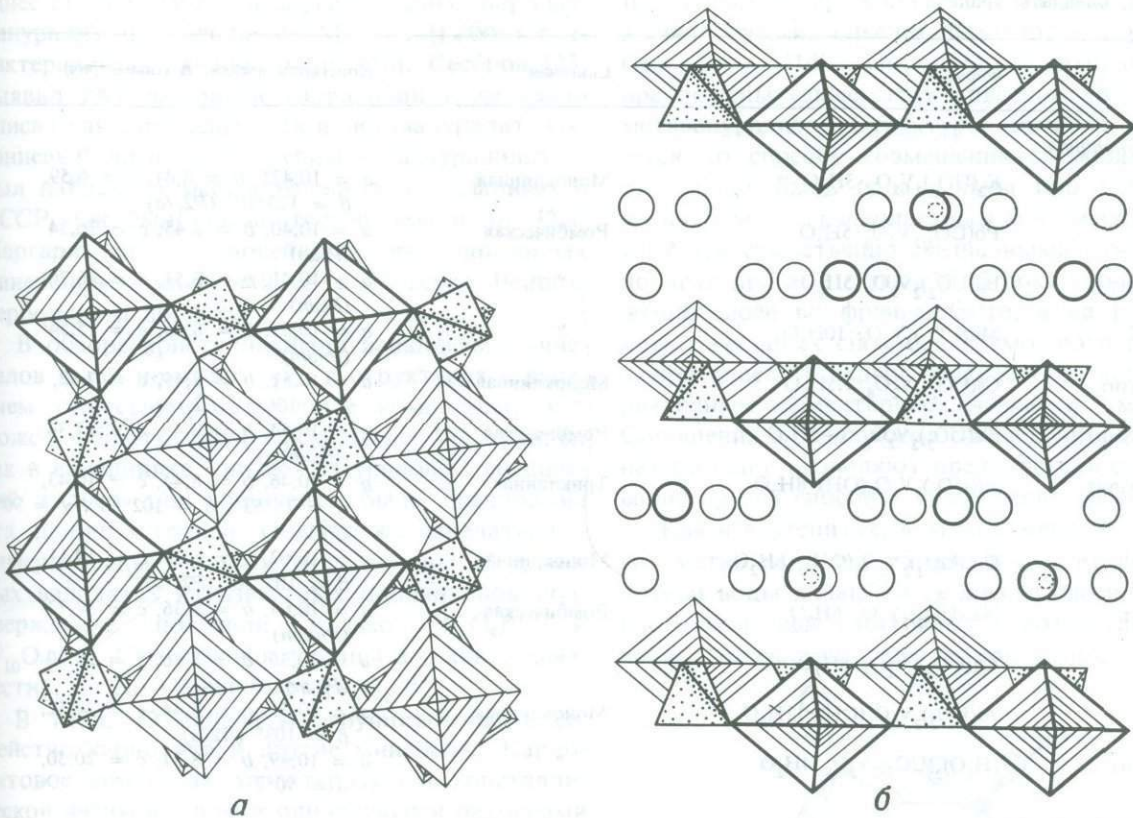


Рис. 14. Структура абернатиита и метаторбернита, иллюстрирующая отклонения от идеальной структуры, показанной на рис. 13. *a* — наложение двух слоев $[(\text{UO}_2)(\text{AsO}_4)]$ (показано чередующееся сочленение полиэдров в соседних слоях); *б* — смещение слоев в метаторберните (показаны межслоевые вода и катионы). Маленький кружок — атом Cu. В абернатиите позиции Cu не заняты, а K распределен беспорядочно на позициях H_2O [143, 144].

отенитам [63], однако Сесброн [24] сообщил о $\text{Mn}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, которая на основе ее элементарной ячейки близка к другим ванадатам. Этот вопрос не может быть решен, пока не будет изучен оригинальный материал, однако на основе имеющейся информации фрицшеит следует рассматривать совместно с другими ванадатами.

ВАНАДАТЫ УРАНИЛА. Эти минералы образуют группы, независимые от фосфатов и арсенатов, в силу заметно различающейся химии иона ванадия. Подобно урану, в природе ванадий обнаруживает ряд валентных состояний, и его детальная минералогия очень сложна. Кристаллохимия ванадия была рассмотрена Эвансом [56]. В низшем валентном состоянии этот элемент образует отличные от других ванадиевые минералы, но в высшем валентном состоянии (V^{5+}) он комбинируется с U^{6+} , образуя ряд особых

минералов, список которых приведен в табл. 13.

Ванадаты уранила в большинстве своем найдены на месторождениях урана в песчаниках. В районе плато Колорадо (США) они действительно очень обильны. Лангмюр [95] показал, что из всех урановых минералов ванадаты наименее растворимы, поэтому, если ванадий присутствует, он может быть эффективным осадителем урана. В некоторых районах концентрации карнотита и тьюмунита достаточно высоки, чтобы быть главными рудными минералами месторождений. Карнотит является основным минералом некоторых калькретовых месторождений в Австралии [101]. Обычно минералы встречаются в виде тонких пленок на песчаных зернах или в порах. Редко они достаточно крупнозернисты, что позволяет наблюдать отдельные кристаллы. Карнотит и тьюмунит обычно распознаются по зеленовато-желтой окраске, которая

Таблица 13. Ванадаты уранила

Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
<i>Группа карнотита</i>			
Карнотит ¹	$K_2(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 3H_2O$	Моноклиная	$a = 10,471, b = 8,41, c = 6,59,$ $\beta = 103^\circ 50' (P2_1/a)$
Кюриенит	$Pb(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 5H_2O$	Ромбическая	$a = 10,40, b = 8,45, c = 16,34$ (Pcan)
Франсвиллит	$Ba(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 5H_2O$	"	$a = 10,41, b = 8,51, c = 16,76$ (Pcan)
Фришцеит ¹	$Mn(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 10H_2O$	"	$a = 10,59, b = 8,25, c = 15,54^2$ (Pnam)
Маргаритазит	$Cs(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 1,5H_2O$	Моноклиная	$a = 10,51, b = 8,45, c = 7,32,$ $\beta = 106^\circ 5' (P2_1/a)$
Метатюямунит ¹	$Ca(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 3-5H_2O$	Ромбическая	$a = 10,54, b = 8,49, c = 17,34$ (Pnam)
Метавануралит	$Al(UO_2)_2V_2O_8(OH) \cdot 8H_2O$	Триклиная	$a = 10,46, b = 8,44, c = 10,43,$ $\alpha = 75^\circ 53', \beta = 102^\circ 50', \gamma = 90^\circ$ (P1)
Сенжьерит ¹	$Cu_2(UO_2)_2V_2O_8(OH)_2 \cdot 6H_2O$	Моноклиная	$a = 10,62, b = 8,10, c = 10,11,$ $\beta = 103^\circ 36' (P2_1/a)$
Стрелкинит	$Na_2(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 6H_2O$	Ромбическая	$a = 10,64, b = 8,36, c = 32,72$ (Pnmm)
Тюямунит ¹	$Ca(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 8H_2O$	"	$a = 10,36, b = 8,36, c = 20,40$ (Pnan)
Вануралит	$Al(UO_2)_2V_2O_8(OH) \cdot 11H_2O$	Моноклиная	$a = 10,55, b = 8,44, c = 24,52,$ $\beta = 103^\circ (A2/a)$
Вануранилит	$(H_3O)_2(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 4H_2O$	"	$a = 10,49, b = 8,37, c = 20,30,$ $\beta = 90^\circ?$

Неклассифицированные

Ферганиит ¹	$(UO_2)_3V_2O_8 \cdot 6H_2O$
Раувит ¹	$Ca(UO_2)_2V_{10}O_{28} \cdot 16H_2O$
Неназванный	$Ca-U-V-O-H_2O$
Неназванный	$Pb-U-V-O-H_2O$
Уванит ¹	$(UO_2)_2V_6O_{17} \cdot 15H_2O$

¹ По Фронделю [63].² Данные для синтетического $Mn(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 4H_2O$ [24].

является достаточно характерной, но не уникальной среди желтых урановых минералов. Лучшие кристаллические формы у ярко-желтых. Большинство других ванадатов также желтого цвета, за исключением сенжьерита, зеленая окраска которого обусловлена наличием Cu, и раувита и уванита, которые имеют коричневую или черновато-фиолетовую окраску. Раувит и уванит часто обладают воскоподобным обликом и зеркальными поверхностями. Никогда не наблюдались отдельные кристаллы этих двух минералов.

Примерно половина ванадатов уранила была

охарактеризована еще в монографии Фронделя [63]. Кюриенит как новый минерал был идентифицирован Сесброном и Морином [28] из минерализованных песчаников Мунана (Габон), где он встречается с франсвиллитом. Последний был определен Бранше и др. [15] из региона Франсвилль (Габон), где он наблюдается в виде импрегнации, скрытокристаллических прожилков и среднего размера кристаллов. С тех пор он был найден в ряде мест, включая другие месторождения в песчаниках и зоны изменения в пегматитах. Стрелкинит из палеозойских углистых сланцев описан Алексеевой и др. [3]; по-

знее он был найден в других сходных породах. Вануралит из песчаников Мунана (Габон) охарактеризовали Бранше и др. [16]. Сесброн [23] выявил два состояния гидратации и детально описал как вануралит, так и метавануралит. Оксониевый член этой группы — вануранилит — был найден на месторождениях в песчаниках в СССР. Он был описан Бурьяновой и др. [22]. Маргаритазит — новейший из описанных минералов — был найден в Мексике Венрих-Вербеком и др. [189].

В обзоре кристаллохимии ванадиевых минералов было показано, что в структурах с ванадием существуют различные комплексы. V^{5+} может образовывать дискретные VO_4 -группы, как в ванадините, однако из урановых соединений только для фришеита была предложена эта анионная группа. Обычно же ванадаты полимеризованы в комплексные анионы. В урановых ванадатах из известных полианионов подтверждение получили только $(V_2O_8)^{6-}$ и $(V_{10}O_{28})^{6-}$. Структурная единица в уваните неизвестна, но ею может быть $(V_6O_{17})^{4-}$.

В табл. 13 ванадаты сгруппированы в семейство карнотита и другие минералы. Карнотитовое семейство характеризуется кристаллической ячейкой с почти одинаковыми размерами a и b , причем структуры имеют полианион V_2O_8 . Ион V_2O_8 образуется из двух групп VO_5 , связанных ребрами. Каждая VO_5 -группа представляет собой квадратную пирамиду, в центре которой находится ванадий. Две пирамиды связаны через два кислорода основания так, что их основания существенно копланарны, а вершины направлены противоположно (рис. 15 *a*). Все минералы семейства карнотита содержат слои из пентагональных дипирамид уранила и полиэдров V_2O_8 . Такой слой и взаиморасположение слоев во франсвиллите показаны на рис. 16. Во всех карнотитовых минералах слои параллельны плоскости (001). Структуры минералов различаются по способу совмещения слоев и порядку расположения межслоевых ионов.

Кристаллические структуры были определены или предложены почти для всех членов карнотитового семейства, а также для ряда их синтетических аналогов. Синтетические безводные карнотит и маргаритазит были описаны Апплеманом и Эвансом [7]. Кюриенит охарактеризован Борэном и Сесброном [14], франсвиллит —

Шашкиным [152], сенжьерит — Пире и др. [125], а синтетический никелевый аналог — Борэном и Сесброном [14]. Последними авторами [14] предложены также структуры для вануралита и метавануралита. Структуры заметно различаются по способу совмещения смежных слоев: они могут быть параллельны или антипараллельны, могут располагаться без смещения или же быть существенно смещенными относительно друг друга. На рис. 16, *б* показано расположение слоев во франсвиллите, а на рис. 17 — пять различных способов возможного расположения слоев. Каждый из способов приводит к различным элементарным ячейкам и симметрии. Сообщения о различиях в симметрии и в величинах по оси c позволяют предполагать существование других способов совмещения слоев.

Как и в отенитах, в этом семействе приставка «мета» означает потерю воды. Результатом потери воды являются смещение слоев, изменение межслоевых расстояний и, возможно, изменение количества слоев в единичной упаковке

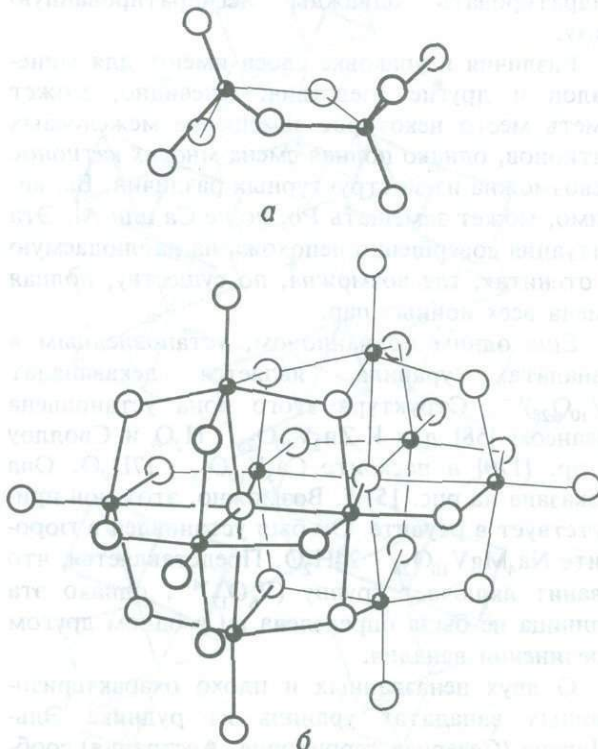


Рис. 15. Комплексные ванадатные ионы, обнаруженные в уранил-ванадатных минералах: *a* — $(V_2O_8)^{6-}$ -ион карнотитового семейства [25]; *б* — $(V_{10}O_{28})^{6-}$ -ион, определенный в рувите [170].

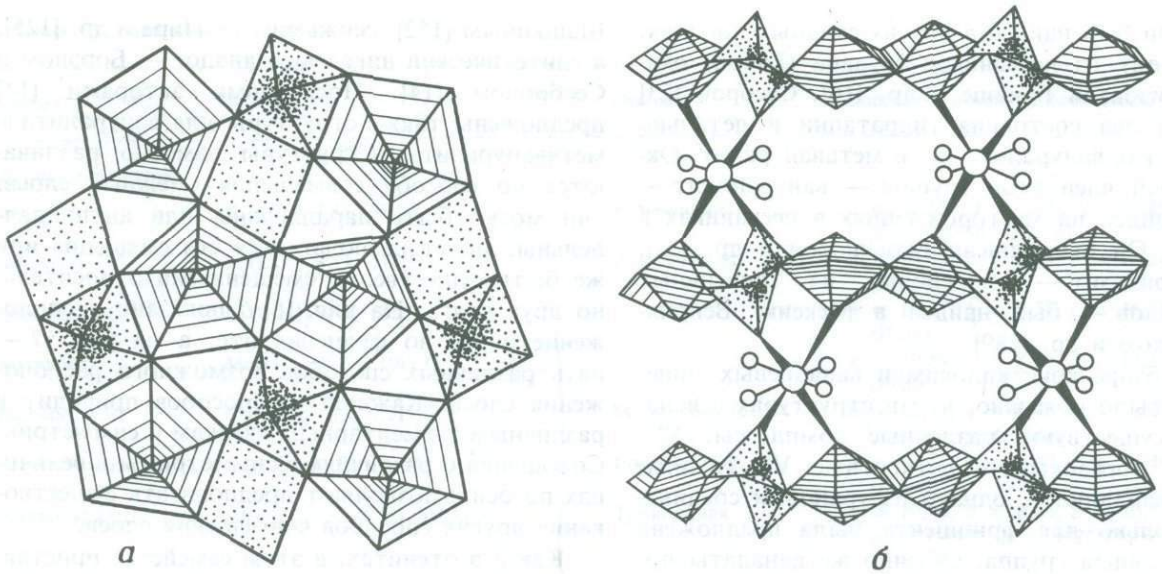


Рис. 16. Структура франсвиллита $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$: *a* — элементарная структура $[(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8]$; *б* — совмещение слоев, показаны межслоевые катионы и молекулы воды (урановые 2—5-полиэдры заштрихованы, группы V_2O_5 показаны крапом) [152].

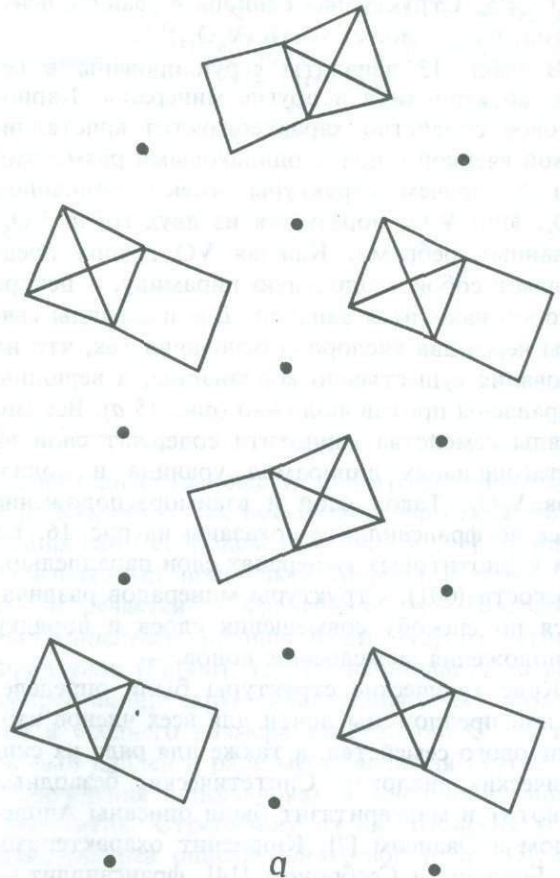
гидратировать однажды дегидратированную фазу.

Различия в упаковке слоев имеют для минералов и другие следствия. Очевидно, может иметь место некоторое замещение межслоевых катионов, однако полная смена многих катионов невозможна из-за структурных различий. Ва, видимо, может замещать Рb, но не Са или Al. Эта ситуация совершенно непохожа на наблюдаемую в отенитах, где возможна, по существу, полная смена всех ионных пар.

Еще одним полианионом, установленным в ванадатах уранила, является декаванадат $(\text{V}_{10}\text{O}_{28})^{6-}$. Структура этого иона установлена Эвансом [58] для $\text{K}_2\text{Zn}_2\text{V}_{10}\text{O}_{28} \cdot \text{H}_2\text{O}$ и Своллоу и др. [170] в паскоите $\text{Ca}_3\text{V}_{10}\text{O}_{28} \cdot 17\text{H}_2\text{O}$. Она показана на рис. 15, б. Возможно, этот ион присутствует в раувите. Он был установлен в гюролите $\text{Na}_4\text{MgV}_{10}\text{O}_{28} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$. Представляется, что уванит включает группу $(\text{V}_6\text{O}_{17})^{4-}$, однако эта единица не была определена ни в одном другом соединении ванадия.

О двух неназванных и плохо охарактеризованных ванадатах уранила из рудника Эль-Ширана (Северная территория, Австралия) сообщил Тридгольд [173].

МОЛИБДАТЫ УРАНИЛА. Эти минералы весьма слабо охарактеризованы. Первый уранил-



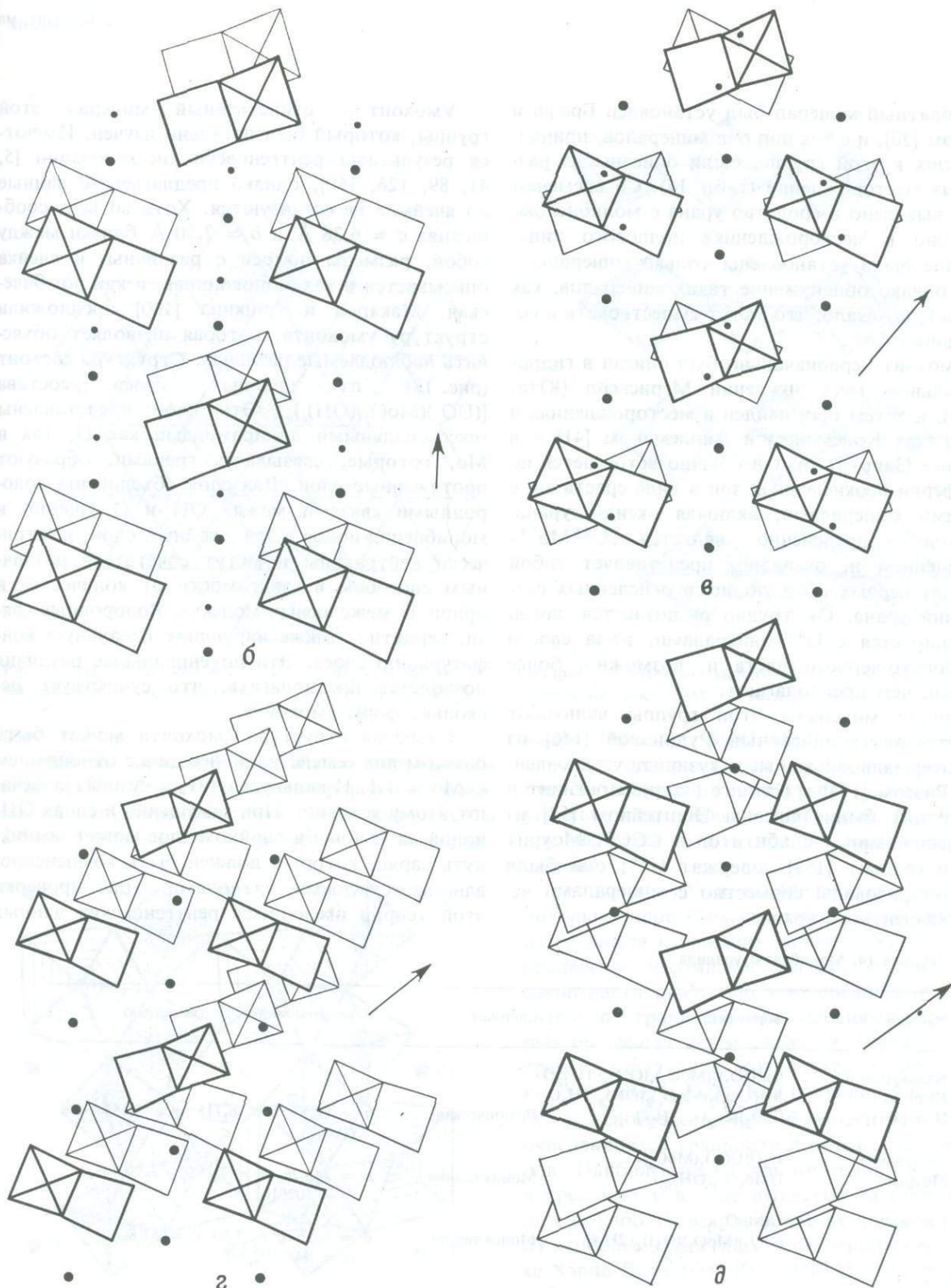


Рис. 17. Совмещение соседних $(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8$ -слоев в минералах карнотитового семейства: *a* — $\text{Ni}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, *Pnam*; *б* — карнотит $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, *P2₁/a*; *в* — кюриенит $\text{Pb}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, *Pcan*; *г* — метавануралит $\text{Al}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8(\text{OH}) \times 8\text{H}_2\text{O}$, *P1*; *д* — вануралит $\text{Al}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8(\text{OH}) \cdot 11\text{H}_2\text{O}$, *A2/a* [14] (группы V_2O_8 показаны вместе с позициями урана).

молибдатный минерал был установлен Брофи и Керром [20], и с тех пор ряд минералов, принадлежащих к этой группе, были описаны из различных месторождений (табл. 14). Со временем было выявлено и сродство урана с молибденом, особенно в месторождениях роллового типа. Вначале были установлены только минералы с U^{6+} , однако обнаружение таких минералов, как седовит, показало, что могут существовать и соединения с U^{4+} .

Умохоит первоначально был описан в гидротермальном месторождении Мэрисвейл (Юта, США), а затем был найден в месторождениях в песчаниках Колеманом и Апплеманом [41] и в Катанге (Заир) [126]. Он обычно встречается по периферии неокисленных зон в виде сростаний с другими минералами, включая оксиды урана. Умохоит определенно является $U^{6+}Mo^{6+}$ -соединением и, очевидно, представляет собой одно из первых образующихся окисленных соединений урана. Он трудно распознается, когда ассоциируется с U^{4+} -минералами, из-за своего голубовато-черного цвета и, возможно, более обычен, чем предполагают.

Другие минералы этой группы включают калькурмолит, описанный Рудницкой [146] из гидротермальной жилы, и кузинит, установленный Вазсом [174] в Катанге (Заир). Иригинит и молуранит были описаны Эпштейном [54] из гранулированных альбититов в СССР. Моурит [93] и седовит [159] содержат U^{4+} ; они были охарактеризованы совместно с минералами четырехвалентного урана.

Умохоит — единственный минерал этой группы, который был детально изучен. Имеются результаты рентгеновских исследований [5, 41, 89, 126, 160], однако предлагаемые данные по ячейкам не согласуются. Хотя во всех сообщениях $a \approx 6,38 \text{ \AA}$ и $b \approx 7,50 \text{ \AA}$ близки между собой, размеры по оси c различны, и ячейка описывается и как моноклиновая, и как ромбическая. Макаров и Аникина [100] предложили структуру умохоита, которая позволяет объяснить наблюдаемые различия. Структура состоит (рис. 18) из двойных слоев состава $[(UO_2)(MoO_2)(OH)_4]_n$. Эти слои представлены гексагональными дипирамидами как U, так и Mo, которые, связываясь гранями, образуют протяженные слои. Два слоя объединены водородными связями между OH и O уранил- и молибденил-ионов. Эти двойные слои электрически нейтральны и могут сочетаться различным способом в зависимости от количества и природы межслоевых молекул. Водородные связи, вероятно, также нарушают идеальную конфигурацию слоев. Эти потенциальные различия позволяют предполагать, что существует несколько форм умохоита.

Слоистая структура умохоита может быть базисом для семейства минералов с отношением $U:Mo = 1:1$. И калькурмолит, и кузинит отвечают этому условию. При замещении в слоях OH-ионов на O-ионы в двойном слое может возникнуть заряд, который должен быть компенсирован межслоевыми катионами. Для проверки этой теории имеющихся рентгеновских данных

Таблица 14. Молибдаты уранила

Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
Калькурмолит Кузинит Иригинит	$Ca(UO_2)_3(MoO_4)_3(OH)_2 \cdot 11H_2O$ $Mg(UO_2)_2(MoO_4)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$ $(UO_2)Mo_2O_7 \cdot 3H_2O$	Ромбическая	$a = 12,77, b = 6,715, c = 11,53$ ($Pca2_1$)
Молуранит Моурит	$H_4U(UO_2)_3(MoO_4)_7$ $UMo_5O_{12}(OH)_{10}$	Моноклиновая	$a = 24,426, b = 7,185, c = 9,895,$ $\beta = 102^\circ 10'$
Седовит Умохоит ¹	$U(MoO_4)_2$ $(UO_2)(MoO_2)(OH)_4 \cdot 2H_2O$	Моноклиновая	$a = 6,32, b = 7,50, c = 57,8,$ $\beta = 94^\circ (P2_1/c)$

¹ По Фронделю [63].

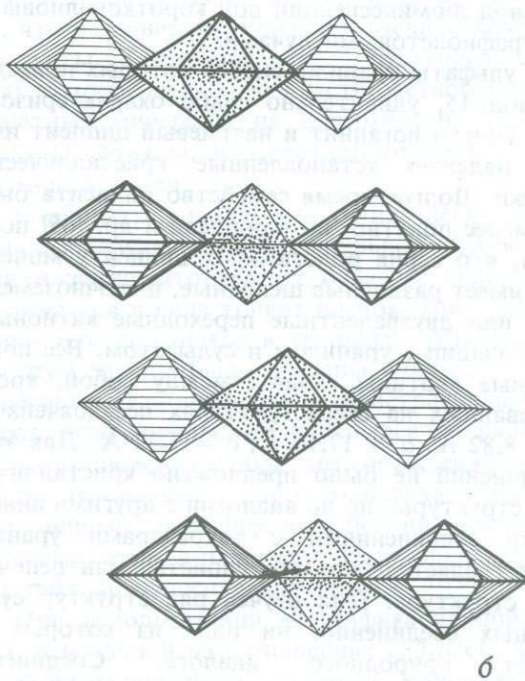
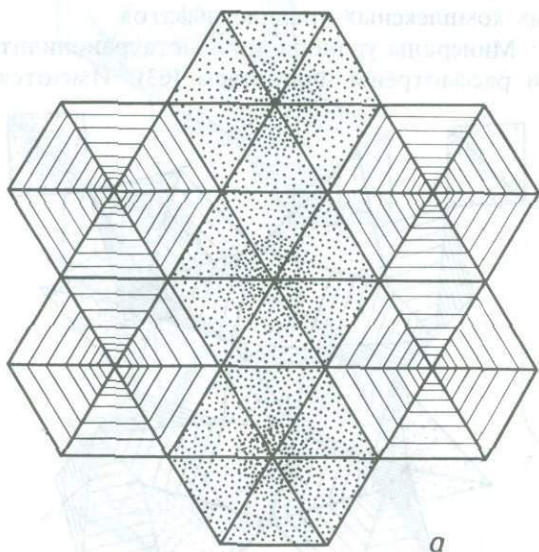


Рис. 18. Структура умохоита $UO_2MoO_4 \cdot 4H_2O$ (урановые 2—6-полиэдры заштрихованы, молибденовые 2—6-полиэдры показаны крапом); а — проекция одного слоя $[UO_2MoO_2(OH)_4]$; б — совмещение слоев $([100])$, с изменениями).

недостаточно.

Минерал иригинит был изучен Сержкиным и др. [149]. Структура его совершенно не похожа на структуру умохоита. Уран находится в 2-5-координации, а молибден — в 6-коорди-

нации. Октаэдры $MoO_5(H_2O)$ связаны гранями в пары и с дипирамидами UO_7 . В результате возникает цепочечная структура, которая через угловые связи образует слои (рис. 19). Последние держатся вместе при помощи водородных связей.

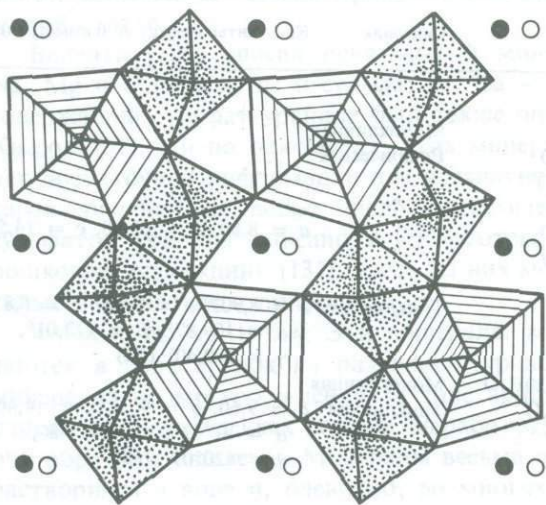


Рис. 19. Структура иригинита $UO_2Mo_2O_7 \cdot 3H_2O$ (урановые 2—5-полиэдры заштрихованы, октаэдры MoO_6 показаны крапом; межслоевые молекулы воды обозначены кружками).

СУЛЬФАТЫ УРАНИЛА. Минералы этой группы довольно широко распространены, но обычно не встречаются в больших количествах. Такое распределение, несомненно, вызвано средней до высокой растворимостью этих соединений и относительно ограниченными условиями, при которых они могут формироваться. Их образование требует отсутствия других оксианионов, таких, как VO_4 , PO_4 и AsO_4 . Как правило, они находятся в непосредственной близости от активно окисляющихся уранинита и сульфидных минералов. Наиболее часто эти минералы образуются в трещинах и в виде выцветов на стенках горных выработок вскоре после их проходки. Одно из наиболее эффектных проявлений — на руднике Хэппи-Джек (шт. Юта, США), где стенки выработок покрыты толстыми налетами из уранопилита, циппеита и иоганнита наряду со скупитом. Эти минералы отчетливо выявляются по

сильной люминесценции под коротковолновыми ультрафиолетовыми лучами.

Сульфаты уранила, список которых приведен в табл. 15, удивительно слабо охарактеризованы. Только иоганнит и натриевый циппеит имеют надежно установленные кристаллические ячейки. Долгое время семейство циппеита было наименее понятно, но Фрондель и др. [65] показали, что серия родственных циппеиту минералов имеет различные щелочные, щелочноземельные или двухвалентные переходные катионы в комбинации с уранилом и сульфатом. Все порошковые картины сходны между собой, кроме основанных на сверхструктурах псевдоячейки с $a = 8,82 \text{ \AA}$, $b = 17,12 \text{ \AA}$, $c = 7,32 \text{ \AA}$. Для этих соединений не было предложено кристаллической структуры, но по аналогии с другими анионными соединениями с тетраэдрами уранила представляется, что это слоистая или цепочечная структура. Был изучен ряд структур сульфатных соединений, ни одна из которых не имеет природного аналога. Соединение $\text{Cs}_2(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_3$ расшифровано Россом и Эвансом [142]. Оно имеет слоистую структуру с ураном в 2—5-координации. Конфигурация слоев показана на рис. 20. Эта структура может быть близка к структуре кокониноита. Сообщалось также о структурах для $\text{UO}_2\text{SO}_4 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$ [175] и

$\text{UO}_2\text{SO}_4 \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$ [17]. Эти соединения имеют цепочечную структуру, показанную на рис. 21. Аналогичные структуры могут быть у иоганнита. Нинисто и др. [118] описали структуры других комплексных уранилсульфатов.

Минералы уранопилит и метауранопилит были рассмотрены Фронделем [63]. Имеются но-

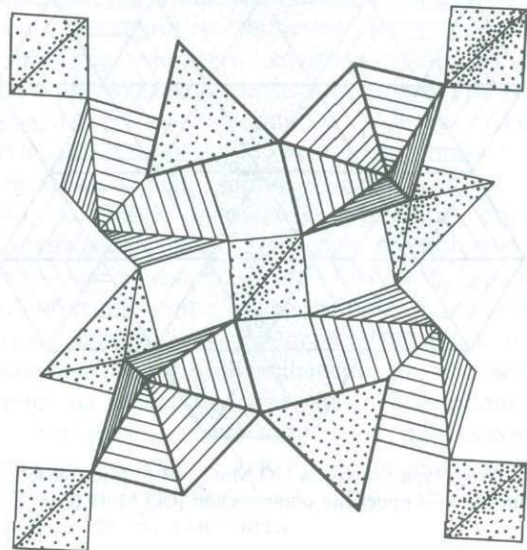


Рис. 20. Структура слоя, обнаруженная в $\text{Cs}_2(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_3$ (урановые 2—5-полиэдры заштрихованы, тетраэдры SO_4 показаны крапом).

Таблица 15. Сульфаты уранила

$\text{UO}_2:\text{TO}_4$	Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, \AA (симметрия)
6:1	Метауранопилит ¹ Уранопилит ¹	$(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ $(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	
2:1	Кобальтовый циппеит Магнийевый циппеит Никелевый циппеит Натриевый циппеит Цинковый циппеит Циппеит ¹	$\text{Co}_2(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{10} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ $\text{Mg}_2(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{10} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ $\text{Ni}_2(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{10} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_4(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{10} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ $\text{Zn}_2(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{10} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ $\text{K}_4(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{10} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая " " " "	$a = 8,80$, $b = 68,48$, $c = 14,55^2$
1:1	Иоганнит ¹	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Триклиная	$a = 8,903$, $b = 9,499$, $c = 6,812$, $\alpha = 109,87^\circ$, $\beta = 112,01^\circ$, $\gamma = 100,40^\circ$ (P1)
2:3	Кокониноит	$\text{Fe}_2\text{Al}_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2\text{SO}_4(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная	
1:2	Шрёкингерит	$\text{NaCa}_3(\text{UO}_2)_2(\text{CO}_3)_3\text{SO}_4\text{F} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Триклиная	$a = 9,60$, $b = 9,62$, $c = 14,46$, $\alpha = 91^\circ 42'$, $\beta = 91^\circ 48'$, $\gamma = 120^\circ 05'$ (P1)

¹ По Фронделю [63].

² Псевдоячейка: $a = 8,82 \text{ \AA}$, $b = 17,12 \text{ \AA}$, $c = 7,32 \text{ \AA}$.

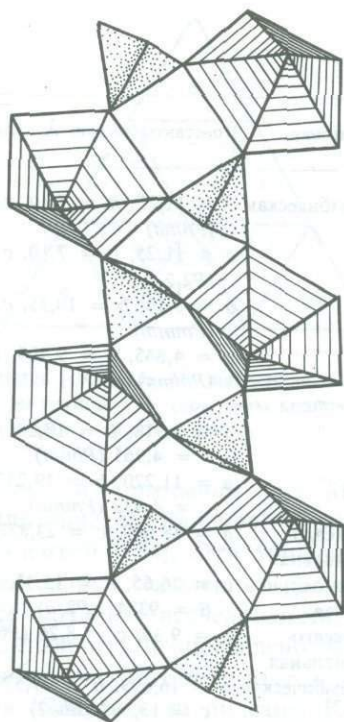


Рис. 21. Структура цепочек UO_2SO_4 в 1:1-уранил-сульфатах, обнаруженная в $UO_2SO_4 \cdot 3,5H_2O$ (урановые 2—5-полиэдры заштрихованы, тетраэдры SO_4 показаны крапом) [17].

вые данные по иоганниту [106a]. Синтетический $(UO_2)_6SO_4(OH)_{10} \cdot 13H_2O$ был получен Кордфунке [43], но он, видимо, не соответствует уранопилиту. Сульфатсодержащие минералы коконионт и шрёкингерит неоднократно обсуждаются в этой статье.

Валента [185] описал неназванный минерал Na, Mg и U с боратом и сульфатом. Ca — Mg-содержащий сульфат уранила был также описан Киссом [91]. Ни по одному из этих минералов нет достаточной информации для адекватной их характеристики. Большое число синтетических сульфатов уранила описано в «Картотеке порошковой дифракции» [131]; часть из них может также встречаться в природе.

КАРБОНАТЫ УРАНИЛА. Эти минералы встречаются в виде пленок на различных урановых минералах на месторождениях в зоне аридного климата или на стенках горных выработок, где они образуют выцветы. Минералы весьма легко растворимы в воде и, очевидно, во многих местах указывают на недавнее отложение из вод, мигрирующих от первичного месторождения.

Большинство урановых карбонатов обладает низкой радиоактивностью, которая предполагает, что недавнее растворение отделило дочерние продукты до переосаждения. В пустынных областях атмосферные осадки часто растворяют карбонатные минералы на поверхности, включая шахтные отвалы, и переотлагают их ниже поверхности земли.

Карбонаты уранила как группа легко распознаются визуально из-за их сильной флуоресценции и зеленовато-желтых окрасок. Они могут встречаться в виде тонких пленок, кристаллов в порах или прожилков в трещинах. Многие члены этой группы были описаны Фронделем [63]. Шрёкингерит — наиболее распространенный минерал этой группы; он добывался на ряде небольших поверхностных месторождений в качестве основного рудного минерала. Андерсонит, либигит, резерфордин и бейлиит также были обнаружены в ряде мест. Остальные минералы табл. 16 относительно редки.

При использовании классификационной схемы, основанной на отношениях $UO_2:CO_3$, минералы распадаются на ряд групп. Наиболее многочисленна 1:3-группа, что вероятно, обусловлено легкостью образования структурной единицы $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$. Эта единица была установлена в структурах андерсонита и либигита [106с] и подтверждена как стабильный комплекс растворов Лангмюром [95]. Структура этого комплекса показана на рис. 22. Три группы CO_3 связаны гранями с урановым полиэдром, в котором уран находится в координации 2-6. В андерсоните и либигите эти единицы связаны щелочными и щелочноземельными катионами с образованием трехмерной структуры. Константы ячеек не указывают на какое-либо сходство внутри групп, за исключением целлерита — метацеллерита. 1:1-группа — еще одна группа, для которой была получена структурная информация. Резерфордин расшифрован Кристом и др. [36], которые выявили слоистую структуру. Карбонатные группы лежат в плоскостях упорядочения в плотно упакованной гексагональной решетке. Четыре группы CO_3 окружают UO_2^{2+} -ион так, что две связи по граням и две по углам формируют 2—6-координацию урана. Эти слои электрически нейтральны, и создается некоторый беспорядок в способе их совмещения. Структура слоя показана на рис. 23. Очевидно, варьирующие коли-

Таблица 16. Карбонаты уранила

UO ₂ :CO ₃	Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)
3:1	Виартит	Ca ₃ U(UO ₂) ₆ (CO ₃) ₂ (OH) ₁₈ ·(3+5)H ₂ O	Ромбическая	$a = 11,25, b = 7,10, c = 16,83$ (<i>Pnma</i>) $a = 11,25, b = 7,10, c = 20,80$ (<i>P2₁2₁2₁</i>)
1:1	Жолиотит	(UO ₂)(CO ₃)·(1,5+2)H ₂ O	"	$a = 8,16, b = 10,35, c = 6,32$ (<i>Pmmm</i>)
	Резерфордин ¹	(UO ₂)(CO ₃)	"	$a = 4,845, b = 9,205, c = 4,296$ (<i>Pmnn</i>)
1:2	Шарпит ¹	(UO ₂)(CO ₃)·H ₂ O	"	$a = 9,718, b = 18,226,$ $c = 4,965$ (<i>Pbnm</i>)
	Метацеллерит	Ca(UO ₂)(CO ₃) ₂ ·3H ₂ O	"	$a = 11,220, b = 19,252,$ $c = 4,933$ (<i>Pmnm</i>)
	Целлерит	Ca(UO ₂)(CO ₃) ₂ ·5H ₂ O	"	$a = 11,220, b = 19,252,$ $c = 4,933$ (<i>Pmnm</i>)
1:3	Андерсонит ¹	Na ₂ Ca(UO ₂)(CO ₃) ₃ ·6H ₂ O	Гексаго- нальная	$a = 18,009, c = 23,838$ (<i>R</i> $\bar{3}$)
	Бейлиит ¹	Mg ₂ (UO ₂)(CO ₃) ₃ ·18H ₂ O	Моноклин- ная	$a = 26,65, b = 15,31, c = 6,53,$ $\beta = 93^{\circ}4'$ (<i>P2/a</i>)
	Гримселит	K ₃ Na(UO ₂)(CO ₃) ₃ ·H ₂ O	Гексаго- нальная	$a = 9,30, c = 8,26$ (<i>P</i> $\bar{6}2c$)
	Либигит ¹	Ca ₂ (UO ₂)(CO ₃) ₃ ·11H ₂ O	Ромбическая	$a = 16,699, b = 17,577,$ $c = 13,697$ (<i>Bba2</i>)
	Раббитит ¹	Ca ₃ Mg ₃ (UO ₂) ₂ (CO ₃) ₆ (OH) ₄ ·18H ₂ O	Моноклин- ная	$a = 32,6, b = 23,8, c = 9,45,$ $\beta \approx 90^{\circ}$
	Шрёкингерит ¹	NaCa ₃ (UO ₂)(CO ₃) ₃ SO ₄ F·10H ₂ O	Триклинная	$a = 9,60, b = 9,62, c = 14,46,$ $\alpha = 91^{\circ}42', \beta = 91^{\circ}48',$ $\gamma = 120^{\circ}05'$
	Свартцит	CaMg(UO ₂)(CO ₃) ₃ ·12H ₂ O	Моноклин- ная	$a = 11,21, b = 14,72, c = 6,47,$ $\beta = 99^{\circ}26'$ (<i>P2₁/m</i>)
	Виденманит	Pb ₂ (UO ₂)(CO ₃) ₃	Ромбическая	$a = 8,99, b = 9,36, c = 4,95$ (<i>Pnmm</i>)
1:4	Фоглит ¹	Ca ₂ Cu(UO ₂)(CO ₃) ₄ ·6H ₂ O	Моноклин- ная	$a = 25,94, b = 24,50,$ $c = 10,70, \beta = 104,0^{\circ}$ (<i>P2₁/*</i>)
1:6	Маккельвиит	Ca ₃ Na(Ca, U)Y(CO ₃) ₆ ·3H ₂ O	Гексаго- нальная	$a = 9,174, c = 19,154$ (<i>P</i> $\bar{3}$)

¹ По Фронделю [63].

чества воды могут проникать в межслоевую область, приводя к образованию шарпита и жолиотита. На основе данных по единичной ячейке структуры гидратированных форм заметно отличаются от структуры безводного резерфордина.

Ряд уранил-карбонатных минералов был описан после Фронделя [63]. К ним принадлежит виартит, изучение которого показало [78], что образцы, отнесенные к янтиниту из Катанги (Заир), в действительности оказались карбонатом,

который является продуктом второй стадии изменения уранинита. Подобно янтиниту, он не полностью окислен. Темный фиолетово-черный цвет виартита указывает на присутствие смешанного валентного состояния урана. Он может встречаться в нескольких состояниях гидратации с последовательным изменением рентгеновской картины, сходным с поведением скупита. Две формы виартита были определены Кларком [38], который показал различные расстояния по оси *c*.

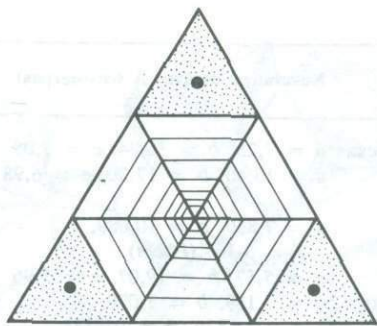


Рис. 22. Единица $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$, найденная в либигите и андерсоните (три группы CO_3 (показаны крапом) связаны ребрами с урановыми 2—6-полиэдрами).

Жолиотит и виденманит из Михаэльганга (ФРГ) были описаны Валентой и Вимменауэром [187] и Валентой [184]. Эти минералы встречаются в небольших скоплениях радиальной формы. Более поздним исследованием установлен состав виденманита и определено, что это один из 1:3-минералов. Метацеллерит и целлерит из Вайоминга (США) были описаны Колеманом и др. [42]. Они встречаются в виде скоплений игольчатых кристаллов на урановой руде в тесной ассоциации с гипсом и оксидами железа. Эти минералы, имеющие, очевидно, слоистую структуру, аналогично отенитам показывают различное состояние гидратации. Гримселит был также описан Валентой [182]. Он встречается

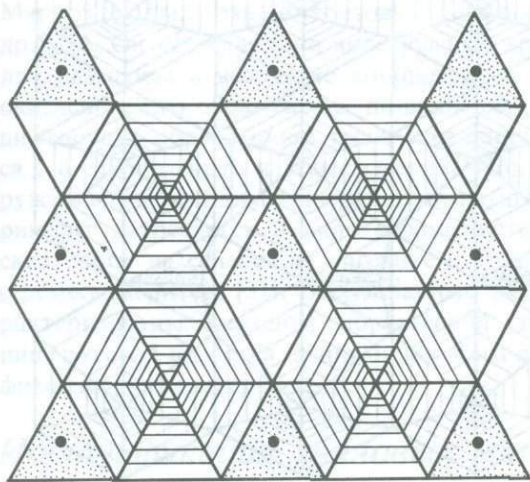


Рис. 23. Структура резерфордита UO_2CO_3 (урановые 2—6-полиэдры заштрихованы, CO_3 -треугольники показаны крапом) [36].

ся со шрёкингеритом и двумя неизвестными неурановыми карбонатами; образует желтые кристаллики и зернистые агрегаты, так что минерал, вероятно, имеет структуру, сходную с андерсонитом и либигитом. Обнаружен в минерализованных аплитовых гранитах. Новые данные по фоглиту были представлены Пире и Делином [127] (образцы из Яхимова (Чехословакия) и Юты (США)).

Маккельвиит был описан Мильтоном и др. [108] из пресноводных озерных слоев формации Грин-Ривер в Вайоминге (США). Встречается в урановых районах, но не ассоциируется с другими урановыми минералами. Он является уникальным карбонатом, так как содержит заметные количества редкоземельных элементов и может быть близок к рабдофану. Маккельвиит встречается вместе с другим редкоземельным минералом — бёрбэнкитом. Показано [51], что маккельвиит находился в сростании с эвалдитом — другим карбонатом, содержащим следы урана. Донней и Престон [52] сообщили о структуре эвалдита.

СЕЛЕНИТЫ И ТЕЛЛУРИТЫ УРАНИЛА. Это абсолютно новая группа минералов, которые были описаны после работы Фронделя [63]; она включает селениты и теллуриды уранила. Хотя другие селенитные и теллуридные минералы встречаются во многих типах урановых месторождений, уранильные соединения выявлены только в двух случаях. Au—Te-месторождение вблизи Моктесумы (Мексика) содержит моктезумит, клиффордит и шмиттерит [67-69], а месторождение меди и кобальта Мусоной в Катанге — все другие минералы. Шмиттерит был найден также на урановом месторождении Шинколобве в Катанге. Все минералы вторичные.

В списке минералов (табл. 17), составленном в порядке отношения $UO_2:XO_3$, не выявляется какого-либо сходства. Каждая категория содержит один селенит и три категории — один теллурид. Теллуриды безводные, в то время как все селениты водные. Кристаллические структуры, близкие к $Pb_2(UO_2)(TeO_3)_3$ [18], известны для двух теллуридов — клиффордита [71] и шмиттерита [99, 107]. Хотя структура ни одного из селенитных минералов не расшифрована, структура UO_2SeO_3 была определена Лоопстрой и Бранденбургом [99]. Эта структура интересно контрастирует с UO_2TeO_3 , что может иметь значе-

Таблица 17. Селениты и теллуриды уранила

$UO_2:XO_3$	Минерал	Формула	Сингония	Константы ячейки, Å (симметрия)	Цвет
3:2	Гийменит	$Ba(UO_2)_3(SeO_3)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$	Ромбическая	$a = 7,25, b = 16,84, c = 7,08$	Желтый
1:1	Мартозит	$Cu(UO_2)_3(SeO_3)_3(OH)_2 \cdot 7H_2O$	"	$a = 16,40, b = 17,20, c = 6,98$	Желто-зеленый
	Шмиттерит	UO_2TeO_3	"	$a = 7,860, b = 10,089, c = 5,363 (Pbcm)$	Соломенно-желтый
1:2	Дерриксит	$Cu_4(UO_2)(SeO_3)_2(OH)_6 \cdot H_2O$	"	$a = 5,57, b = 19,07, c = 5,96$	Зеленый
	Моктезумит	$Pb(UO_2)(TeO_3)_2$	Моноклинная	$a = 7,189, b = 7,070, c = 13,836, \beta = 93^\circ 37'$	Оранжевый
1:3	Клиффордит	$UO_2Te_3O_7$	Кубическая	$a = 11,371 (Pa3)$	Желтый
	Демесмэкерит	$Pb_2Cu_4(UO_2)_2(SeO_3)_6(OH)_6 \cdot 2H_2O$	Триклинная	$a = 11,94, b = 10,02, c = 5,62, \alpha = 90^\circ, \beta = 100^\circ, \gamma = 91^\circ 55'$	Зеленый

ние для минералогии. Соединение UO_2SeO_3 неустойчиво на воздухе в присутствии воды, тогда как UO_2TeO_3 вполне стабильно. Кристаллические структуры, представленные на рис. 24, имеют почти ту же самую топологию; однако в UO_2TeO_3 уран и теллур показывают соответственно координацию 2-5 и 4, в то время как в UO_2SeO_3 уран обнаруживает 2-6-координацию, а Se — тройную координацию. Эти структуры показаны на рис. 24. В шмиттерите, где отноше-

ние $UO_2:XO_3$ равно 1:1, уран координирован в полиэдры, которые связаны гранями и образуют цепочки, являющиеся основными структурными единицами. В клиффордите U находится в 2-6-координации, а Te — в тетраэдрической. Структура клиффордита приведена на рис. 25. В клиффордите связанные по углам тетраэдры TeO_4 образуют каркас, являющийся основной структурной единицей, который окружает уранил-ион. Очевидно, структуры селенитов и

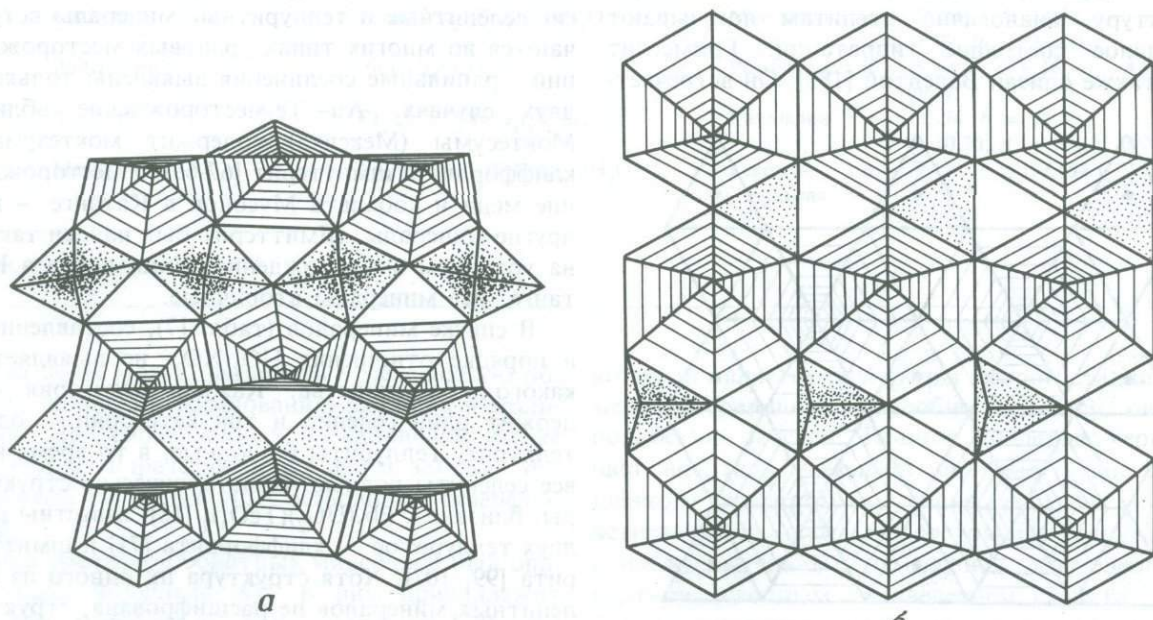


Рис. 24. Структура шмиттерита UO_2TeO_3 и UO_2SeO_3 : а — шмиттерит (урановые 2-5-полиэдры заштрихованы, пирамиды TeO_4 показаны крапом) [107]; б — UO_2SeO_3 (урановые 2-6-полиэдры заштрихованы, пирамиды SeO_4 показаны крапом) [99].

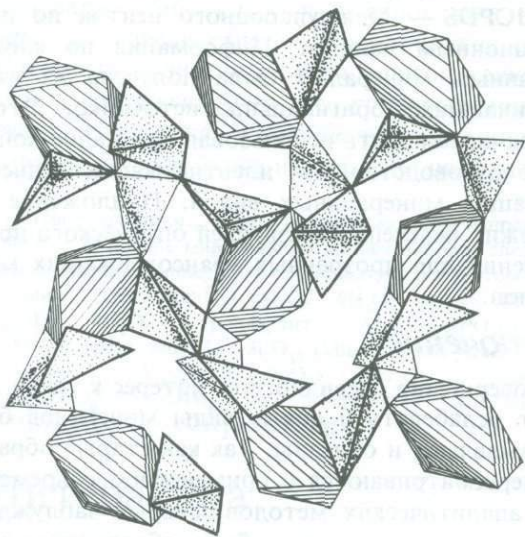


Рис. 25. Структура клиффордита $UO_2Te_3O_7$ (толсто очерченные единицы TeO_4 имеют Te, близкий к $Z = 0,75$; тонко очерченные единицы UO_8 и TeO_4 имеют уран при $Z = 0,5$ и Te, близкий к $Z = 0,5$; урановые 2—6-полиэдры заштрихованы, тетраэдры TeO_4 показаны крапом) [71].

теллуридов существенно различны и не образуют изоструктурных пар.

Все селенитные минералы найдены на одном месторождении — в измененных доломитах в Мусони (Катанга). Пьерро и др. [122] описали гийменит из пленок в зоне окисления и из жезд. Мартозит был охарактеризован Сесброном и др. [29]. Он встречается в виде зеленых кристаллов размером в несколько миллиметров в зоне окисления. Его образование, по-видимому, предшествовало образованию тесно ассоциирующихся с ним гийменита и демесмэкерита [26]. Обнаруженный последним минерал этой группы дерриксит встречается в виде микрокристаллических корок на селеновом дигените в ассоциации с демесмэкеритом [31]. Все указанные фазы охарактеризованы методом порошковой дифракции, которая является лучшим способом идентификации этих минералов.

Идентификация урановых минералов

При идентификации урановых минералов возник ряд интересных проблем. Все U^{4+} -минералы имеют темный или черный цвет и, за

исключением уранинита и некоторых пегматитовых ниоботанталатов, встречаются в виде пленок или очень мелких кристаллов в тесной ассоциации с другими минералами. Даже массивный уранинит редко проявляет характерные визуальные свойства, если не принимать во внимание его высокую радиоактивность и плотность. В полированных срезах все эти минералы низкоотражающие и, как правило, бесструктурные. Техника рентгеновской порошковой дифракции является лучшим способом их позитивной идентификации, однако многие минералы метамиктны и не дают картины, пока образцы не нагреты для повышения их кристалличности. Нагревание должно производиться аккуратно, для того чтобы предотвратить окисление или другие реакции, которые могут привести к возникновению новых соединений или изменить первичную атомную упорядоченность. Целесообразно нагревание производить быстро с использованием крупных кусков. Образцы могут прокаливаться в открытом тигле на воздухе или в бескислородной атмосфере. Обычно для проявления кристалличности температура должна быть более $600\text{ }^\circ\text{C}$. Для выявления кристалличности, необходимой при получении порошковой дебаграммы, может потребоваться нагревание до $1000\text{ }^\circ\text{C}$. Эта относительно сильная тепловая обработка оставляет открытым вопрос, насколько велико было изменение первичной структуры и не возникло ли два или более минералов в этой структуре в процессе нагревания. Химический анализ, главным образом методом электронного микронзондирования, может потребоваться для различения некоторых разновидностей, особенно среди минералов пирохлорового типа.

С окисленными минералами возникают совершенно другие проблемы при их идентификации. Все они являются ярко окрашенными, и большинство из них имеет желтые, оранжевые или коричневые оттенки. Цвет нередко можно использовать для отделения урановых минералов от ассоциирующихся с ними неурановых минералов, однако цветовые оттенки столь близки для большинства U-минеральных групп, что оказываются бесполезными для различения отдельных минеральных видов. Известен ряд неурановых минералов, цвет которых весьма близок к урановым для того, чтобы использовать окраску для их различения. Морфология кри-

сталлов, когда они присутствуют, может использоваться для распознавания некоторых минеральных семейств, однако во многих группах минералы волокнистые вследствие преобладания цепочечной структурной единицы или пластинчатые, что обусловлено слоистыми структурами. Единственная группа, которая может быть установлена достаточно надежно на основе морфологии кристаллов, — это отенит-метаотенитовые минералы, которые проявляют квадратно-таблитчатый габитус. Микрхимическим опробованием можно различить анионы и большинство катионов, но в настоящее время это опробование редко используется. Как и для U^{4+} -минералов, рентгеновская порошковая дифракция — наиболее полезный и надежный метод различения отдельных видов. Электронное микронзондирование может быть необходимым для различия отдельных химических разновидностей, а инфракрасная спектроскопия особенно полезна для характеристики роли воды и межслоевых катионов, присутствующих почти во всех минералах. Показатели оптического преломления могут оказаться полезными при различении многих видов, особенно внутри определенных минеральных групп, например для отенитов и метаотенитов, в которых показатели преломления для арсенатных видов выше, чем для их фосфатных аналогов.

Идентификация всеми методами обычно осложняется тонкозернистой природой большинства минералов и вероятностью того, что два или более минеральных вида находятся в тесном срастании. Благоприятны все методы: рентгеновской порошковой дифрактометрии, электронного микронзондирования, инфракрасной спектроскопии и оптические, позволяющие использовать малые количества материала. Может потребоваться тщательное разделение материала под микроскопом, так как использование однофазовых образцов облегчает интерпретацию экспериментальных данных. Многие сомнительные идентификации могут быть следствием плохой подготовки образцов.

Приложения 1 и 2 приведены для облегчения идентификации урансодержащих минеральных видов. Приложение 1 содержит пять наиболее сильных линий порошковой рентгеновской дифракции, упорядоченных по системе Хановальта. Это в большинстве своем данные из Powder

diffracton file [131], использованные с разрешения JCPDS — Международного центра по дифракционным данным. Информация по вновь описанным минералам была получена из уже упоминавшихся оригинальных источников. Этот список может быть использован как малое поисковое руководство для идентификации урансодержащих минеральных видов. Приложение 2 содержит перечень показателей оптического преломления для прозрачных урансодержащих минералов.

Заключение

Совершенно очевидно, что интерес к урану не будет ослабевать и новые виды минералов будут выявлены и описаны. Так как старые образцы пересматриваются с применением современных аналитических методов, старые заблуждения проясняются и могут быть обнаружены новые минералы. Можно ожидать, что с открытием новых минеральных месторождений будут выявлены новые минеральные виды и получены лучшие образцы старых видов.

Кристаллохимическая классификация, использованная в этой главе, будет способствовать выявлению сходства среди многих описанных минералов, а новые минералы могут заполнить ряд промежутков или подтвердить предсказания, которые вытекают из классификационной схемы. Анализ кристаллических структур является одним из наиболее мощных инструментов в понимании природы и свойств различных минералов. Изучению структур мешают трудности в получении подходящих кристаллов и экспериментальные сложности, возникающие при использовании малых кристаллов с высокой абсорбцией, в которых уран оказывает влияние на интенсивность дифракции. Тем не менее получаемая информация стоит затрачиваемых усилий. По структурной информации можно предсказать новые минералы, которые должны быть обнаружены. Правила, управляющие типами структур и твердыми растворами или химическим замещением, очевидны, однако дальнейшее изучение структур необходимо для того, чтобы выявить малые различия, встречающиеся в отдельных видах больших групп, таких, например, как отениты и метаотениты.

Очевидно, новые аналитические методы, особенно техника спектроскопии, должны предло-

жить многое для дальнейшей характеристики минералов. Работа Собри (165) показала необходимость определения оксония-иона как составной части соединений. Очень многому еще предстоит научиться. Ясно, что урановые минералы будут держать нас в очаровании еще много лет, а новые данные будут непрерывно пополняться¹.

¹ *Постскриптум*. При добавлениях и исправлениях 1984 г. в «Словарь минеральных видов» внесены следующие новые урановые минералы, не рассмотренные в этом тексте: аурсинит $(\text{Co}, \text{Mg})(\text{UO}_2)_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; заурит $\text{Pb}_2(\text{UO}_2)_5\text{O}_6(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$; триангулит $\text{Al}_3(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_5 \times 5\text{H}_2\text{O}$; ураносилит $\text{U}^{6+}\text{Si}_7\text{O}_{17}$ (Mineralogical Record, 1984); свамбоит $\text{V}_{0.3}\text{H}_2(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$; бижвоэтит $(\text{TR})_2(\text{UO}_2)_4(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_6$ и леперсоннит $\text{Ca}(\text{TR})_2\text{U}_{24} \times (\text{CO}_3)_8\text{Si}_{4.2}\text{O}_{76} \cdot 60\text{H}_2\text{O}$ (194, 195).

Благодарности

Автор хотел бы поблагодарить ряд студентов и коллег, способствовавших изучению урановых минералов: Франческу В. Стол, Кристину А. Андерсон и Барри Е. Шитц, принимавших основное участие в изучении уранилсиликатов; Михаэля Е. Золенского, все еще продолжающего изучение уранилфосфатов и оказавшего помощь в просмотре рукописи; Стива А. Маркграфа, помогавшего в литературных поисках и составлении данных, использованных в таблицах.

Литература

1. de Abeledo M.J., de Benyacar M.R. and Galloni E.E. Rancilite, a calcium uranyl silicate. *Am. Miner.*, 45, 1960, 1078—86.
2. Agrinier H. et al. Une nouvelle espèce minérale: la metalodèveite (arséniat hydraté d'uranium et de zinc). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallog.*, 95, 1972, 360—4.
3. Алексеева М.А. и др. Стрелкинит, — новый уранилванадат. *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, 1974, ч. 103, с. 576—80.
4. Anderson C.A.F. The crystal structure of weeksite. M.S. thesis, Pennsylvania State University, 1980.
5. Анкина Л.И. и Макаров Е.С. Элементарная ячейка умохонта $\text{UO}_2\text{MoO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. *ДАН СССР*, 1961, т. 137, с. 942—3.
6. Appleman D.E. Crystal structure of liebigit. *Bull. geol. Soc. Am.*, 67, 1956, 1666.
7. Appleman D.E. and Evans H.T., Jr. The crystal structures of synthetic anhydrous carnotite, $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8$, and its cesium analogue, $\text{Cs}_2(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8$. *Am. Miner.*, 50, 1965, 825—42.
8. Arribas A. Nuevos datos sobre la coffinita. *Estudios geol. Inst. Invest. geol. Lucas Mallada*, 22, 1967, 45—56.
9. Баюшкин И.М. и Ильменев Е.С. Кристаллы коффинита из молибденово-урановых месторождений. *Изв. высш. учеб. завед., Геол. разв.*, т. 12, № 11, 1969, с. 39—42.
10. Beintema J. On the composition and the crystallography of autunite and the meta-autunites. *Recl. Trav. chim. Pays-Bas Belg.*, 57, 1938, 155—75.
11. Belova L.N. Arsenuranocircite, $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. In Proceedings of the second United Nations international conference of the peaceful uses of atomic energy, Geneva, 1958, vol. 2 (Geneva: U.N., 1958), 294.
12. Белова Л.Н. Арсенуранилит, мышьяковый аналог фосфуранилита. *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, 1958, ч. 87, с. 598—602.
13. Bignand C. Sur les propriétés et les synthèses de quelques minéraux uranifères. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 78, 1955, 1—26.
14. Borène J. and Cesbron F. Structure cristalline de la curiënite $\text{Pb}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 94, 1971, 8—14.
15. Branche G. et al. La francevillite, nouvelle minérale uranifère. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 245, 1957, 89—91.
16. Branche G. et al. La vanuralite, nouvelle minérale uranifère. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 256, 1963, 5374—6.
17. Brandenburg N.P. and Loopstra B.O. Uranyl sulfate hydrate, $\text{UO}_2\text{SO}_4 \cdot 3\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$. *Cryst. Struct. Commun.*, 2, 1974, 243—6.
18. Brandstätter F. Synthesis and crystal structure determination of lead uranyl tellurate: $\text{Pb}_2(\text{UO}_2)(\text{TeO}_3)_3$. *Z. Kristallogr.*, 155, 1981, 193—200.
19. Brindley G.W. and Bastovanov M. Interaction of uranyl ions with synthetic zeolites of type A and formation of compeignacite-like and becquerelite-like products. *Clays Clay Minerals*, 30, 1982, 135—42.
20. Brophy G. P. and Kerr P.F. Hydrous uranium molybdate in Marysvale ore. U.S. Atomic Energy Commn Rep. RME-3046, 1953, 45—51.
21. Bültemann H.W. and Moh G.H. Bergenit, ein neues Mineral der Phosphuranylite-Gruppe. *Neues Jb. Minér. Mh.*, 1959, 232—3.
22. Бурьянова Е.З., Стронова Г.С. и Шитов В.А. Вануранилит — новый минерал. *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, 1965, ч. 94, с. 437—443.
23. Cesbron F. Nouvelles données sur la vanuralite. Existence de la méta-vanuralite. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 93, 1970, 242—8.
24. Cesbron F. Etude cristallographique et comportement thermique des uranyl-vanadates de Ba, Pb, Sr, Mn, Co, et Ni. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 93, 1970, 320—7.

25. *Cesbron F. and Borène J.* Structure cristalline de l'uranyl-vanadate de nickel tétrahydraté $\text{Ni}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 93, 1970, 426—32.
26. *Cesbron F., Bacht B. and Oosterbosch R.* La demesmaekerite, sélénite hydraté d'uranium, cuivre et plomb. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 88, 1965, 422—5.
27. *Cesbron F. et al.* Rameauite and agrinierite, two new hydrated complex uranyl oxides from Margnac, France. Mineralog. Mag., 38, 1972, 781—9.
28. *Cesbron F. and Morin N.* Une nouvelle espèce minérale: la curiénite. Etude de la série francevillite-curienite. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 91, 1968, 453—9.
29. *Cesbron F., Oosterbosch R. and Pierrot R.* Une nouvelle espèce minérale: la marthozite, uranyl sélénite du cuivre hydraté. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 92, 1969, 273—83.
30. *Cesbron F., Pierrot R. and Verbeek T.* La roubaultite, $\text{Cu}_2(\text{UO}_2)_3(\text{OH})_{10} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, une nouvelle espèce minérale. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 93, 1970, 550—4.
31. *Cesbron F., Pierrot R. and Verbeek T.* La derriksite, $\text{Cu}_4(\text{UO}_2)(\text{SeO}_3)_2(\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$, une nouvelle espèce minérale. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 94, 1971, 534—7.
32. *Черников А.А., Крутецкая О.В. и Органова Н.И.* Натриевый отенит. Атом. энергия, 1957, 3, с. 135—40.
33. *Черников А.А., Крутецкая О.В. и Сидельникова В.Д.* Урсилит — новый силикат урана. В кн. Вопросы геологии урана (Атом. энергия, прилож. № 6), 1957, с. 73—77.
34. *Черников А.А., Шапкин Д.П. и Гаврилова И.Н.* Натриевый болтвудит. ДАН СССР, 1975, 221, с. 195—197.
35. *Chevalier R. and Gasperin M.* Mise en évidence d'une transformation ordre-désordre dans un cristal de type pyrochlore. Acta Crystallogr., 28B, 1972, 985—6.
36. *Christ C.L., Clark J.R. and Evans H. T. Jr.* Crystal structure of rutherfordine, UO_2CO_3 , Science, 121, 1955, 472—3.
37. *Christ C.L. and Clark J.R.* Crystal chemical studies of some uranyl oxide hydrates. Am. Mineral., 45, 1960, 1026—61.
38. *Clark J.R.* X-ray study of alteration in the uranium mineral wyartite. Am. Miner., 45, 1960, 200—8.
39. *Coda A.* Ricerche sulla struttura cristallina dell'andersonite. Rendiconto Classe Sci. fis. mat. natur., Accademia nazionale dei Lincei, 34, 1963, 299—304.
40. *Cohen-Addad C. et al.* Détermination de la position des atomes d'hydrogène dans l'hydrogarnet $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaO} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ par résonance nucléaire et diffraction neutronique. J. Phys., 25, 1964, 478—83.
41. *Coleman R.G. and Appleman D.E.* Umohoite from the Lucky Mc mine, Wyoming. Am. Miner., 42, 1957, 657—60.
42. *Coleman R.G., Ross D.R. and Meyrowitz R.* Zellerite and metazellerite, new uranyl carbonates. Am. Miner., 51, 1966, 1567—78.
43. *Cordfunke E.H.P.* $\text{UO}_2\text{SO}_4 \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$. Powder diffraction file 28—1419, 1974. (Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Swarthmore, Pa., U.S.A.).
44. *de Benyacar M.A.R. and de Abeledo M.E.J.* Phase transition in synthetic troegerite at room temperature. Am. Miner., 59, 1974, 763—7.
45. *Deliens M.* Review of the hydrated oxides of U and Pb, with new X-ray powder data. Mineralog. Mag., 41, 1977, 51—7.
46. *Deliens M.* Associations de minéraux secondaires d'uranium à Shinkolobwe (région de Shaba, Zaïre). Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 100, 1977, 32—8.
47. *Deliens M. and Piret P.* La phurcalite, $\text{Ca}_2(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, nouveau minéral. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 101, 1978, 356—8.
48. *Deliens M. and Piret P.* Ranunculite, $\text{AlH}(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)(\text{OH}_3) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, a new mineral. Mineralog. Mag., 43, 1979, 321—3.
49. *Deliens M. and Piret P.* Les phosphates d'uranyl et d'aluminium de Kobokobo. II. La phuralunite $\text{Al}_2(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6 \times 10\text{H}_2\text{O}$ et l'upalite $\text{Al}(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3$, nouveau minéraux. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 102, 1979, 333—7.
50. *Deliens M. and Piret P.* Les phosphates d'uranyl et d'aluminium de Kôbokobo. IV. La threadgoldite, $\text{Al}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, nouveau minéral. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 102, 1979, 338—41.
- 50a. *Deliens M. and Piret P.* Metastudtite $\text{UO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from Shinkolobwe, Shaba, Zaïre. Am. Miner., 68, 1983, 456—8.
51. *Donnay G. and Donnay J.D.H.* Ewaldite, a new barium calcium carbonate: I. Occurrence of ewaldite in syntactic intergrowths with mackelveyite. Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 15, 1971, 185—200.
52. *Donnay G. and Preston H.* Ewaldite, a new barium calcium carbonate: II. Its crystal structure. Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 15, 1971, 201—12.
53. *Emerson D.O. and Wright H.D.* Secondary uranium minerals at the W. Wilson mine in the Boulder batholith, Montana. Am. Miner., 42, 1957, 222—39.
54. *Энштейн Г.Ю.* О молибдатах урана — молураните и иригините. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1959, 88, с. 564—570.
55. *Ertl R.F. and Ertl S.* Mineraliensammeln und Goldwaschen bei Heiligenbluth in Kärnten; Alphabetische Übersicht über die Mineralvorkommen in der Umgebung von Heiligenbluth. Aufschluss, 25, 1974, 237—46; 246—95.
56. *Evans H.T.Jr.* The crystal chemistry and mineralogy of vanadium. Prof. Pap. U. S. geol. Surv. 320, 1959, 91—102.
57. *Evans H.T. Jr.* Uranyl ion coordination. Science, 141, 1963, 154—7.
58. *Evans H.T. Jr.* The molecular structure of the isopoly complex ion, decavanadate ($\text{V}_{10}\text{O}_{28}^{6-}$). Inorg. Chem., 5, 1966, 967—77.
59. *Fairchild J.G.* Base exchange in artificial autonites. Am. Miner., 14, 1929, 265—75.
60. *Fleischer M.* Glossary of mineral species 1980 (Tucson, Arizona: Mineralogical Record, 1980), 192 p.
61. *Fleischer M.* Additions and corrections to the glossary of mineral species 1980. Mineralog. Rec., 12, 1981, 61—3.
62. *Foreman D.W. Jr.* Neutron and X-ray diffraction of $\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{O}_4\text{D}_4)_3$, a garnetoid. J. chem. Phys., 48, 1968, 3037—41.
63. *Fronde! C.* Systematic mineralogy of uranium and thorium. Bull. U.S. geol. Surv. 1064, 1958, 400 p.

64. *Fron del C. and Ito J.* Boltwoodite, a new uranium silicate mineral. *Science*, 124, 1956, 931.
65. *Fron del C. et al.* Mineralogy of the zippeite group. *Can. Mineralogist*, 14, 1976, 429—36.
66. *Fuchs L.H. and Gebert E.* X-ray studies of synthetic coffinite, thorite und uranorhites. *Am. Miner.*, 43, 1958, 234—8.
67. *Gaines R.V.* Moctezumite, a new lead uranyl tellurate. *Am. Miner.*, 50, 1965, 1158—63.
68. *Gaines R.V.* Cliffordite — a new tellurite mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico. *Am. Miner.*, 54, 1969, 697—701.
69. *Gaines R.V.* Schmitterite — a new uranyl tellurite from Moctezuma, Sonora. *Am. Miner.*, 56, 1971, 411—5.
70. *Gallagher M.J. and Atkin D.* Meta-ankoleite, hydrated potassium uranyl phosphate. *Bull. geol. Surv. Gt Br.* 25, 1966, 49—54.
71. *Galy J. and Meunier G.* A propos de la cliffordite UTe_3O_8 . Le système $UO_3—TeO_2$ à 700 °C. Structure cristalline de UTe_3O_8 . *Acta crystallogr.*, B27, 1971, 608—16.
72. *Gasperin M.* Contribution à l'étude de quelques oxydes doubles que forme la tantale avec l'étain, l'uranium et le calcium. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 83, 1960, 1—21.
73. *Герасимовский В.И.* Минералы урана. Атом. энергия, 1956, 4, с. 118—130.
74. *Гецева Р.В. и Савельева К.Т.* Руководство по определению урановых минералов. М., Госгеолтехиздат, 1956. 260 с.
75. *Gorman D.H.* Studies of radioactive compounds: V — soddyite. *Am. Miner.*, 37, 1952, 386—93.
76. *Gronvold F.* High temperature X-ray of uranium oxides in the $UO_2—U_3O_8$ region. *J. inorg. nucl. Chem.*, 1, 1955, 357—70.
77. *Gross E.B. et al.* Heinrichite and metaheinrichite, hydrated barium uranyl arsenate minerals. *Am. Mineral.*, 43, 1958, 1134—43.
78. *Guillemin C. and Protas J.* Ianthinite et wyartite. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 82, 1959, 80—6.
79. *Heinrich E.W.* Mineralogy and geology of radioactive raw materials (New York: McGraw-Hill, 1958), 614 p.
80. *Hoekstra H.R. and Siegel S.* The uranium trioxide-water system. *J. inorg. nucl. Chem.*, 35, 1973, 761—79.
81. *Hogarth D.D.* Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *Am. Miner.*, 62, 1977, 403—10.
82. *Honea R.M.* New data on gastunite, an alkali uranyl silicate. *Am. Miner.*, 44, 1959, 1047—56.
83. *Honea R.M.* New data on boltwoodite, an alkali uranyl silicate. *Am. Miner.*, 46, 1961, 12—25.
84. Hunan 230 Laboratory, Hunan 305 Geological Team and X-ray Laboratory, Wuhan Geological Institute. Furongite — a new uranium mineral found in China. *Acta Geol. Sin.*, 2, 1976, 203—4 (Chinese text.)
85. Hunan 230 Institute and X-ray Laboratory, Wuhan Geologic College. Xiangjiangite — a new mineral discovered in China. *Scientia Geol. Sin.* no 2, 1978, 183—8. (Chinese text; English abstract).
86. *Hutton C.O.* Kobeite from Paringa River, South Westland, New Zealand. *Am. Miner.*, 42, 1957, 342—53.
87. *Huynen A.M., Piret-Meunier J. and Van Meerssche M.* Structure de la kasolite. *Bull. Acad. r. Belg. Cl. Sci.*, 49, 1963, 192—201.
88. *Huynen A.M. and Van Meerssche M.* Confirmation de la structure de la sklodoskwite. *Bull. Acad. r. Belg. Cl. Sci.*, 48, 1962, 742—50.
89. *Kamhi S.R.* An X-ray study of umohoite. *Am. Miner.*, 44, 1959, 920—5.
- 89a. *Khosrawan-Sazedj F.* The crystal structure of meta-uranocircite: II. $Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 6H_2O$. *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 29, 1982, 193—204.
90. *Кривоконева Г.К.* О фазовых превращениях браннерита в процессе отжига. *ДАН СССР*, 1970, 194, с. 1168—1171.
91. *Kiss J.* Constitution minéralogique propriétés, et problèmes de gènesе du gisement uranifère de la Montagne Mesceк. *Annls Univ. Scient. Budapest Rolando Eötvös, Sect. Geol.*, 9, 1965, 139—61.
92. *Копченова Е.В. и Скворцова К.В.* Натриевый ураноспинит. *ДАН СССР*, 1957, 114, с. 634—636.
93. *Копченова Е.В. и др.* Моурит — новый гипергенный урановый молибденовый минерал. *Зап. Всесоюзн. минер. о-ва*, 1962, 91, с. 67—71.
94. *Kovba L.M.* Crystal structure of potassium uranium oxide $K_2U_7O_{22}$. *Zh. strukt. Khim.*, 13, 1972, 256—9.
95. *Langmuir D.* Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with application to sedimentary ore deposits. *Geochim. cosmichim. Acta*, 42, 1978, 547—69.
96. *Larsen E.S.Jr. and Berman H.* The microscopic determination of nonopaque minerals, 2nd edition. *Bull. U.S. geol. Surv.* 848, 1934, 266. p.
97. *Legros J.P. and Jeannin Y.* Coordination de l'uranium par l'ion germanate. II. Structure du germanate d'uranyle dihydraté $(UO_2)_2GeO_4(H_2O)_2$. *Acta crystallogr.*, B31, 1975, 1140—3.
98. *Loopstra B.O.* Neutron diffraction investigation of U_3O_8 . *Acta crystallogr.*, 17, 1964, 651—3.
99. *Loopstra B.O. and Brandenburg N.P.* Uranyl selenite and uranyl tellurite. *Acta crystallogr.*, B34, 1978, 1335—7.
100. *Makarov Ye.S. and Anikina L.I.* Crystal structure of umohoite $(UMoO_6(H_2O)_2) \cdot 2H_2O$. *Geokhimiya*, 1, 1963, 15—22.
101. *Mann A.W.* Chemical ore genesis models for the precipitation of carnotite in calcrete. *Rep. S.C.I.R.O. Div. Miner. FP7*, 1974, 18 p.
102. *Masaki N.* Structure of U_4O_9 below and above the transition temperature. *Acta crystallogr.*, A28, 1972, S54.
103. *Masaki N. and Doi K.* Analyses of the superstructure of U_4O_9 by neutron diffraction. *Acta crystallogr.*, B28, 1972, 758—91.
104. *McBurney T.C. and Murdoch J.* Haiweeite, a new uranium mineral from California. *Am. Miner.*, 44, 1959, 839—43.
105. *McCarthy G. J. et al.* Interactions between nuclear waste and surrounding rock. *Nature, Lond.*, 273, 1978, 216—7.
106. *Mereiter K.* The crystal structure of curite $[Pb_{6.56}(H_2O, OH)_4][(UO_2)_8O_8(OH)_6]_2$. *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 26, 1979, 279—92.
- 106a. *Mereiter K.* The crystal structure of johannite $Cu(UO_2)_2(OH)_2(SO_4)_2 \cdot 8H_2O$. *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 30, 1982, 47—57.
- 106b. *Mereiter K.* The crystal structure of walpurgite $(UO_2)Bi_4O_4(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$. *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 30, 1982, 129—39.

- 106c. *Mereiter K.* The crystal structure of liebigite $\text{Ca}_2(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$. *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 30, 1982, 277—88.
107. *Meunier G. and Galy J.* Structure cristalline de la schmitterite synthétique UTEo_5 . *Acta crystallogr.*, B29, 1973, 1251—5.
108. *Milton C. et al.* Mckelveyite, a new hydrous sodium barium rare-earth uranium carbonate mineral from the Green River Formation Wyoming. *Am. Miner.*, 50, 1965, 593—612.
109. *Мокеева В.И.* Кристаллическая структура склодовскита. *Советская физика, доклады*, 1958, 4, с. 27—29.
110. *Мокеева В.И.* О структуре склодовскита. *Кристаллография*. 1964, 9, с. 277—278.
111. *Мокеева В.И.* О кристаллической структуре казолита. *Кристаллография*, 1964, 9, с. 738.
112. *Morosin B.* Hydrogen uranyl phosphate tetrahydrate, a hydrogen ion solid electrolyte. *Acta crystallogr.* B34, 1978, 3732—4.
113. *Morton R.D.* The identification of uraniferous minerals, In *Short course in uranium deposits: their mineralogy and origin*. Kimberley M.M., ed. (Toronto: The University Press for Mineralogical Association of Canada, 1978), 141—83.
114. *Mücke A. and Strunz H.* Petscheckite and liandratite, two new pegmatite minerals from Madagascar. *Am. Mineral.*, 63, 1978, 941—6.
115. *Muto T. et al.* Ningyoite, a new uranous phosphate mineral from Japan. *Am. Miner.*, 44, 1959, 633—50.
116. *Naito K.* Phase transitions of U_4O_9 . *J. nucl. Mater.*, 15, 1974, 126—35.
117. *Некрасова З.А.* Водный ураниламмониевый фосфат (урамфит), $(\text{NH}_4(\text{UO}_2)(\text{PO}_4) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. В кн. *Вопросы геологии урана*, Атомн. энергия, приложение № 6, 1957, с. 67—72.
118. *Niinisto L., Toivonen J. and Valkanen J.* Structures of complex uranyl VI sulfates. In *Fourth European crystallographic meeting*, Oxford, 1977. Prout C.K. convenor (Oxford, 1977), 572.
119. *Noe-Spirlet M.R. and Sobry R.* Les uranates hydratés ne forment pas une série continue. *Bull. Soc. r. Sci. Liège*, 43, 1974, 164—71.
120. *Outerbridge W.F. et al.* Weeksite, a new uranium silicate from the Thomas Range, Juab county, Utah. *Am. Miner.*, 45, 1960, 39—52.
121. *Peking Institute of Uranium Geology and X-ray Laboratory, Wuhan Geological College.* Orthobrannerite — a new mineral of the brannerite group. *Acta Geol. Sin.*, 1978, 241—51. (Chinese text; English abstract).
122. *Pierrot R., Toussaint J. and Verbeek T.* La guilleminite, une nouvelle espèce minérale. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 88, 1965, 132—5.
123. *Piret P. and Declercq J.P.* Phurcalite. *Acta crystallogr.*, B34, 1978, 1677—9.
124. *Piret P., Declercq J.P. and Wauters-Stoop D.* Structure of threadgoldite. *Acta crystallogr.*, B35, 1979, 3017—20.
125. *Piret P., Declercq J.P. and Wauters-Stoop D.* Structure cristalline de la sengiérite. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 103, 1980, 176—8.
126. *Piret P. and Deliens M.* Nouvelles données sur une umohoite magnésienne de Shinkolobwe (region du Shaba, Republique du Zaïre). *Annls Soc. géol. Belg.*, 99, 1976, 205—9.
127. *Piret P. and Deliens M.* New crystal data for Ca, Cu, UO_2 hydrated carbonate: voglite. *J. appl. Crystallogr.*, 12, 1979, 616.
- 127a. *Piret P. and Deliens M.* Vanmeersscheite, $\text{U}(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ and meta-vanmeersscheite $\text{U}(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6 \times \times 2\text{H}_2\text{O}$, new minerals. *Bull. Minéralogie*, 105, 1982, 125—8.
128. *Piret P., Piret-Meunier J. and Declercq J.P.* Structure of phuralumite. *Acta crystallogr.*, B35, 1979, 1880—2.
129. *Piret-Meunier J., Léonard A. and Van Meerssche M.* Structure de la dumontite, $\text{Pb}_2(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. *Bull. Acad. r. Belg. Cl. Sci.*, 48, 1962, 751—60.
130. *Piret-Meunier J. and Van Meerssche M.* Structure de la jachimovite, $\text{Cu}_2\text{H}_2(\text{UO}_2\text{SiO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. *Bull. Acad. r. Belg. Cl. Sci.*, 49, 1963, 181—91.
131. Powder diffraction file 1980 (Swarthmore, Pa.; Joint Committee on Powder Diffraction Standards, International Centre for Diffraction Data, 1980).
132. *Protas J.* La wölsendorfite, nouvelle espèce uranifère. *C.r. Acad. Sci. Paris*, 244, 1957, 2942—4.
133. *Protas J.* Contribution à l'étude des oxydes d'uranyle hydratés. Thèse, Faculté des Sciences, Université de Paris, 1959.
134. *Protas J.* Contribution à l'étude des oxydes d'uranyle hydratés. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 82, 1959, 239—72.
135. *Protas J.* Une nouvelle espèce minérale: la compreignacite, $\text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{UO}_3 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 87, 1964, 365—7.
136. *Рогова В.П., Л.Н. Белова, Г.П. Кузнецов, Н.Н. Кузнецова.* Баураноит и метакальциураноит — новые минералы из группы гидроокислов урана. *Зап. Всес. минер. общ-ва*, 2 сер., ч. 102, вып. 1, 1973, с. 75—85.
137. *Рогова В.П. и др.* Кальциураноит, новая гидроокись урана. *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, 1974, 103, с. 108—109.
138. *Roof R.B., Jr. Cromer D.T. and Larsen A.C.* The crystal structure of uranyl dihydroxide, $\text{UO}_2(\text{OH})_2$. *Acta crystallogr.*, 17, 1964, 701—5.
139. *Rosenzweig A. and Ryan R.R.* Refinement of the crystal structure of cuproskłodowskite, $\text{Cu}[(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3\text{OH})_2] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. *Am. Miner.*, 60, 1975, 448—53.
140. *Rosenzweig A. and Ryan R.R.* Vandenbrandeite, $\text{CuUO}_2(\text{OH})_4$. *Cryst. Struct. Commun.*, 6, 1977, 53—6.
141. *Rosenzweig A. and Ryan R.R.* Kasolite, $\text{Pb}(\text{UO}_2)(\text{SiO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$. *Cryst. Struct. Commun.*, 6, 1977, 617—21.
142. *Ross M. and Evans H.T.Jr.* Crystal structure of cesium biuranyl trisulfate, $\text{Cs}_2(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_3$. *J. inorg. nucl. Chem.*, 15, 1960, 338—51.
143. *Ross M. and Evans H.T., Jr.* Studies of the torbernite minerals (I): the crystal structure of abernathyite and the structurally related compounds, $\text{NH}_4(\text{UO}_2\text{AsO}_4) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ and $\text{K}(\text{H}_3\text{O})(\text{UO}_2\text{AsO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. *Am. Miner.*, 49, 1964, 1578—602.
144. *Ross M., Evans H.T.Jr. and Appleman D.E.* Studies of the torbernite minerals (II): the crystal structure of metatorbenite. *Am. Miner.*, 49, 1964, 1603—21.

145. *Ruh R. and Wadsley A.D.* The crystal structure of ThTi_2O_6 (brannerite), *Acta crystallogr.* 21, 1966, 974—8.
146. *Rupnitskaya L.S.* Calcium uranium molybdate, $\text{Ca}(\text{UO}_2)_3(\text{MoO}_4)_3(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Reference, 11, 286.
147. *Ryan R.R. and Rosenzweig A.* Sklodowskite, $\text{MgO} \cdot 2\text{UO}_2 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. *Cryst. Struct. Commun.*, 6, 1977, 611—5.
148. *Schoep A. and Stradiot S.* Paraschoepite and epianthinite, two new uranium minerals from Shinkolobwe (Belgian Congo). *Am. Miner.*, 32, 1947, 344—50.
149. *Сереев В.Н. и др.* Структура синтетического иригинита. ДАН СССР, 1973, 210, с. 873—876.
150. *Сергеев А.С.* Псевдоотенит, новый водный кальциевый уранил-фосфат. Минералогия, геохимия. Ленинградский университет, Сборник статей, 1964, № 1, с. 31—39.
151. *Shaner B.E.* Metallographic determination of the $\text{UO}_2\text{—U}_4\text{O}_9$ phase diagram. *J. nucl. Mater.*, 2, 1960, 110—20.
152. *Шашкин Д.П.* Кристаллическая структура франвиллита, $[\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. ДАН СССР, 1974, 220 с. 1410—3.
153. *Шашкин Д.П., Лурье Е.А. и Белов Н.В.* Кристаллическая структура $\text{Na}_2(\text{UO}_2)\text{SiO}_4$. Кристаллография, 1974, 19, с. 958—963.
154. *Шашкин Д.П. и Сидоренко Г.А.* Исследование кристаллической структуры фосфуранилита, $\text{Ca}[(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. ДАН СССР, 1974, 220, с. 1161—1164.
155. *Шипанова О.В. и др.* Новые данные по структуре и диагностике трёгерита и водородного ураноспинита. ДАН СССР, 1971, 197, с. 178—181.
156. *Сидоренко Г.А., Мороз И.Х. и Жильцова И.Г.* Кристаллохимия силикатов уранила. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1975, 104, с. 559—567.
157. *Siegel S., Hoekstra H.R. and Gebert E.* The structure of γ -uranyl dihydroxide, $\text{UO}_2(\text{OH})_2$. *Acta crystallogr.*, B28, 1972, 3469—73.
158. *Siegel S. Viste A. and Hoekstra H.R.* The structure of hydrogen triuranate. *Acta crystallogr.*, B28, 1972, 117—21.
159. *Скворцова К.В. и Сидоренко Г.А.* Седовит, новый гипергенный минерал урана и молибдена. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1965, 94, с. 548—554.
160. *Скворцова К.В. и др.* Об условиях образования умохоита в уран-молибденовых месторождениях СССР. Геология рудных месторождений, 1961, № 5, с. 53—63.
161. *Smith D.K. Jr., Gruner J.W. and Lipscomb W.N.* The crystal structure of uranophane $[\text{Ca}(\text{H}_3\text{O})_2](\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. *Am. Miner.*, 42, 1957, 594—618.
162. *Smith D.K. Jr. and Stohl F.V.* Crystal structure of beta-uranophane. *Mem. geol. Soc. Am.*, 135, 1972, 218—8.
163. *Соболева М.В. и Пудовкина И.А.* Минералы урана (справочник). М., Госгеолтехиздат, 1957, 408 с.
164. *Soboleva M.V. and Pudovkina I.A.* Uranium minerals: a reference book. U.S. Atomic Energy Commission Translation Series 4487, 1961, 433 p.
165. *Sobry R.* Water and underlayer oxonium in hydrated uranates. *Am. Miner.*, 56, 1971, 1065—76.
166. *Sobry R.* Indexation de radiogrammes de poudres d'uranates hydratés. *Bull. Soc. r. Sci. Liège*, 41, 1972, 542—52.
167. *Stacey H.R. and Kaiman S.* Uranium minerals in Canada: their description, identification and field guides. Reference 113, 107—40.
168. *Stieff L.R., Stern T.W. and Sherwood A.M.* Coffinite, a uranous silicate with hydroxyl substitution: a new mineral. *Am. Miner.*, 41, 1956, 675—88.
169. *Stohl F.V. and Smith D.K. Jr.* The crystal chemistry of the uranyl silicates. *Am. Miner.*, 66, 1981, 610—25.
170. *Swallow A.G., Ahmed F.R. and Barnes W.H.* The crystal structures of pascoite, $\text{Ca}_3\text{V}_{10}\text{O}_{28} \cdot 17\text{H}_2\text{O}$. *Acta crystallogr.*, 21, 1966, 397—405.
171. *Taylor J.C.* The structure of the α form of uranyl hydroxide. *Acta crystallogr.*, B27, 1971, 1088—91.
- 171a. *Taylor J.C., Stuart W.K. and Momme I.A.* The crystal structure of curite J. *inorg. nucl. Chem.*, 43, 1981, 2419—23.
172. *Taylor J.C. and Wilson P.W.* The deuterium location in deuterium triuranate $\text{D}_2\text{U}_3\text{O}_{10}$ by neutron diffraction. *Acta crystallogr.* B30, 1974, 151—4.
173. *Threadgold I.M.* The mineral composition of some uranium ores from the South Alligator River area, Northern Territory. *Mineralog. Invest.* CSIRO Tech. Pap. no. 2, 1960.
174. *Vaes J.F.* Cousiniet, een nieuw uraanmineraal. *Geologie Mijnb.*, 20, 1958, 449.
175. *Van der Putten N. and Loopstra B.O.* Uranyl sulfate hydrate. *Cryst. Struct. Commun.*, 3, 1974, 377—80.
176. *Van Wambeke L.* Contribution à l'étude de la minéralisation radioactive de la pegmatite de Kobokobo et description d'une nouvelle espèce minérale radioactive de la série phosphuranylite — renardite: la kivuite. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.*, 67, 1958, 383—403.
177. *Vochten R. and Deliens M.* Transformation of curite into metaautunite: paragenesis and electrokinetic properties. *Phys. Chem. Minerals*, 6, 1980, 129—43.
178. *Vochten R. et al.* Formation of meta-torbernite starting from curite: crystallographic data and electrokinetic properties. *Phys. Chem. Minerals*, 4, 1979, 281—90.
179. *Voultzidis V. and Clasen D.* Probleme und Grenzgebiete der Uranmineralogie. *Erzmetall*, 31, 1978, 8—13.
180. *Walenta K.* Die sekundären Uranmineralien des Schwarzwaldes. Preliminary report. Technische Hochschule Stuttgart, 1958; Abstract in *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 81, 1958, 67—8.
181. *Walenta K.* Die sekundären Uranmineralien des Schwarzwaldes, *Jh. geol. Landesamt Baden-Württ.*, 3, 1958, 17—51.
182. *Walenta K.* Grimselit ein neues Kalium-Natrium-Uranyl-Karbonat aus dem Grinselgebiet (Oberhasli, Kanton Bern, Schweiz). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 52, 1972, 93—108.

183. *Walenta K.* On studtite and its composition. *Am. Miner.*, 59, 1974, 166—71.
184. *Walenta K.* Widenmannit und Joliotit, zwei neue Uranyl-karbonatminerale aus dem Schwarzwald. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 56, 1976, 167—85.
185. *Walenta K.* Uranium minerals from the Schildmauer gypsum deposit near Admont, Styria. *MittBl. Landesmuseums Joanneum Abt. Miner.*, 44, 1976, 35—41. (German text).
186. *Walenta K.* Uranospathite and arsenuranospathite. *Mineralog. Mag.*, 42, 1978, 117—28.
187. *Walenta K. and Wimmenauer W.* Der Mineralbestand des Michaelganges im Weiler bei Lahr (Schwarzwald). *Jh. geol. Landesamt Baden-Württ.*, 4, 1961, 7—37.
188. *Weeks A.D. and Thompson M.E.* Identification and occurrence of uranium and vanadium minerals from the Colorado Plateaus. *Bull. U.S. geol. Surv.* 1009B, 1954, 13—62.
189. *Wenrich-Verbeek K.J. et al.* Margaritasite: a new mineral of hydrothermal origin from the Peña Blanca uranium district, Mexico. *Am. Miner.*, 67, 1982, 1273—89.
190. *Willis B.T.M.* The defect structure of hyper-stoichiometric uranium dioxide. *Acta crystallogr.*, A34, 1978, 88—90.
191. *Young E.J. Weeks A.D. and Meyrowitz R.* Coconinoite, a new uranium mineral from Utah and Arizona. *Am. Miner.*, 51, 1966, 651—63.
192. *Zacharisen W.H.* Crystal chemical studies of the 5f-series of elements: III. A study of the disorder in the crystal structure of anhydrous uranyl fluoride. *Acta crystallogr.*, 1, 1948, 277—81.
193. *Zolensky M.E.* The crystal structure and twinning of barium uranyl phosphate hexahydrate (meta-uranocircite), and comparison to the other members of meta-autunite group. Ph. D. thesis, Pennsylvania State University, 1983.
194. *Deliens M. and Piret P.* La swamboite, nouveau silicate d'uranium hydraté du Shaba, Zaire. *Can. Mineralogist*, 19, 1981, 553—7.
195. *Deliens M. and Piret P.* Bijvoetite et lepersonnite, carbonates hydratés d'uranyle et des terres rares de Schinkolobwe, Zaire. *Can. Mineralogist*, 20, 1982, 231—8.

Приложение I

Рентгеновские данные для урановых минералов

Прилагаемая таблица составлена по данным ряда источников, но главным образом по данным «Регистра порошковой дифракции» (РПД), опубликованного Объединенным комитетом по стандартам порошковой дифракции Международного центра по дифракционным данным и использованного с его разрешения¹. Другие данные взяты из первичных источников и появятся в РПД в ближайшее время. Эти данные обозначены как не имеющие номера страницы РПД.

Таблица является модифицированным поисковым справочником Хановальта. Каждая рентгеновская картина представлена пятью наиболее сильными линиями. Сильные линии переставлены по правилу Хановальта, чтобы создать три входа, и правило расширено, чтобы включить входы для четвертой и пятой линий. Если d_1 , d_2 , d_3 , d_4 и d_5 — межплоскостные расстояния, перечисленные в порядке уменьшения интенсив-

ности, то пять входов будут следующими:

d_1	d_2	d_3	d_4	d_5
d_2	d_3	d_1	d_4	d_5
d_3	d_1	d_2	d_4	d_5
d_4	d_1	d_2	d_3	d_5
d_5	d_1	d_2	d_3	d_4

Эти входы затем сгруппированы в 45 групп Хановальта, обозначенные в подзаголовках, и в каждой группе расположены согласно второй линии в списке.

Данное приложение представляет собой минипоисковый справочник урановых минералов. После нахождения подходящей картины в этой сокращенной таблице для окончательного подтверждения любой идентификации необходимо обратиться к данным первичного источника или «Регистра порошковой дифракции».

Ряд урановых минералов не имеет зарегистрированной рентгеновской картины. Список их приводится отдельно. Если вы получили рентгеновскую картину для какого-либо из этих минералов, то следует адекватно охарактеризовать образец, а картину представить в Объединенный комитет по стандартам порошковой дифракции

¹ Powder diffraction file (Swarthmore Pa.: Joint Committee on Powder Diffraction Standards, International Centre for Diffraction Data).

Международного центра по дифракционным данным для включения ее в «Регистр порошковой дифракции».

Хотя список 231 рентгеновской картины существенно ограничен принятыми видами урановых минералов, в него включен ряд недостаточ-

но описанных неназванных минералов вместе с хорошо охарактеризованными синтетическими гидратами уранил-оксида. Эти последние, синтетические фазы внесены в список в связи с тем, что они, возможно, присутствуют в гуммитовых корках изменения, частых на уранините.

d I	d I	d I	d I	d I	Минерал	РПД №
99,990—10,000						
12.600(100)	8.700(100)	9.650(80)	7.100(60)	4.320(50)	Фоглит	33- 274
10.200(100)	8.620(80)	4.310(50)	3.639(40)	2.868(35)	Фуронгит	29- 98
16.800(70)	8.420(100)	5.600(100)	3.350(78)	2.791(45)	Умохоит, 17 Å	12- 778
11.300(50)	8.240(100)	7.790(80)	4.370(80)	4.710(70)	Раббитит	7- 365
10.300(100)	7.960(90)	3.080(90)	2.870(80)	5.880(60)	Кивуит	13- 419
13.000(100)	7.930(100)	5.670(100)	3.680(100)	5.230(80)	Андерсонит	20-1092
14.620(100)	7.620(100)	3.490(90)	5.030(80)	3.590(60)	Арсеноураношпатит	31- 586
15.200(100)	7.600(100)	4.930(100)	3.500(80)	0.000(0)	Ураношпатит	31- 587
14.300(30)	7.260(100)	4.800(80)	8.480(70)	2.876(70)	Шрёкингерит	8- 397
14.100(25)	7.100(100)	3.220(50)	3.180(25)	4.740(20)	Умохоит, 14 Å	11- 375
12.000(100)	5.980(90)	3.980(80)	3.230(80)	3.180(80)	Вануралит	23- 769
11.100(100)	5.560(40)	3.300(20)	5.640(18)	4.590(14)	Кокониноит	25- 16
11.100(80)	5.550(50)	3.530(100)	3.590(50)	1.600(40)	Калерит	17- 145
10.400(100)	5.190(50)	3.580(45)	4.960(25)	4.480(20)	Отенит	12- 418
10.300(100)	5.190(30)	3.470(13)	3.280(10)	7.600(5)	Виартит — (20 Å)	12- 635
10.100(60)	5.100(100)	2.040(100)	1.462(60)	2.160(50)	Ураноцирцит	18- 199
10.200(100)	5.020(90)	3.200(50)	2.040(40)	6.620(30)	Тюямунит	6- 17
10.300(100)	4.940(90)	3.580(90)	3.510(80)	6.610(40)	Торбернит	8- 360
11.000(40)	4.490(100)	3.930(60)	2.990(60)	2.450(60)	Шарпит	12- 164
12.200(30)	4.130(100)	3.200(50)	3.150(40)	6.180(30)	Умохоит, 12 Å	12- 693
13.100(90)	3.830(60)	7.660(100)	2.690(50)	2.210(50)	Бейлиит	4- 130
11.100(100)	3.740(80)	3.290(80)	2.938(70)	4.620(60)	Ксиянгджингит	29-1401
10.000(80)	3.620(100)	3.410(90)	5.210(90)	4.970(80)	Ураноспинит	29- 390
10.700(100)	3.590(90)	5.040(80)	3.390(70)	1.930(60)	Цейнерит	4- 90
10.200(100)	3.580(90)	5.050(80)	3.350(50)	6.800(40)	Новачекит	8- 286
10.000(100)	3.570(100)	5.020(80)	1.588(50)	3.350(40)	»	17- 148
10.900(100)	3.540(100)	3.220(70)	5.490(60)	5.030(40)	»	17- 147
10.000(100)	3.530(100)	3.350(80)	5.090(70)	1.600(70)	Хейнрихит	29- 210
11.000(90)	3.370(90)	3.190(100)	3.060(90)	5.530(80)	Седовит	18-1425
10.400(100)	3.080(80)	5.170(70)	3.400(50)	3.470(40)	Фуралумит	33- 38
10.700(100)	2.950(50)	3.490(40)	2.620(30)	3.870(20)	Раувит	8- 288
9,990—8,000						
9.650(80)	12.600(100)	8.700(100)	7.100(60)	4.320(50)	Фоглит	33- 274
8.700(100)	9.650(80)	12.600(100)	7.100(60)	4.320(50)	»	33- 274
8.070(30)	9.160(100)	4.590(70)	4.430(60)	3.200(40)	Хейвиит	22- 160
9.250(70)	8.530(100)	3.660(90)	1.600(90)	1.530(80)	Треггерит—(P)	26- 887
8.300(50)	7.800(100)	3.210(80)	3.890(60)	1.990(50)	Калькурмолит	16- 145
8.240(100)	7.790(80)	4.370(80)	4.710(70)	11.300(50)	Раббитит	7- 365
8.410(80)	7.720(100)	3.850(100)	3.130(80)	3.420(70)	Арсеноуранилит	14- 268
8.180(40)	7.680(100)	3.950(80)	4.080(60)	3.200(50)	Стрелкинит	27- 822
8.370(100)	7.290(100)	3.550(80)	6.680(60)	3.040(60)	Гийменит	18- 582
8.480(70)	7.260(100)	4.800(80)	2.876(70)	14.300(30)	Шрёкингерит	8- 397
8.980(80)	7.110(100)	5.570(90)	3.550(70)	3.300(70)	Уиксит	12- 462
9.620(35)	7.080(100)	3.540(50)	3.440(35)	3.100(25)	Цинкиппеит	29-1395
8.420(100)	5.600(100)	3.350(78)	16.800(70)	2.791(45)	Умохоит, 17 Å	12- 778
8.760(100)	5.500(100)	7.310(90)	4.820(80)	2.910(80)	Свартцит	4- 111
8.680(90)	5.400(90)	6.810(100)	4.550(60)	3.100(60)	Либиенит	11- 296
9.790(90)	5.000(80)	3.500(100)	4.480(60)	3.310(60)	Саленит	29- 874
9.820(100)	4.910(80)	3.740(60)	3.197(60)	3.179(60)	Сенджерит	8- 398
8.590(60)	4.890(100)	3.460(100)	2.200(60)	4.250(30)	Бассетит	7- 288
9.690(100)	4.860(90)	3.470(30)	2.188(60)	4.390(40)	Сабугалит	5- 107
9.660(100)	4.850(50)	5.590(35)	3.650(35)	4.410(25)	Целлерит	19- 257
8.160(100)	4.820(90)	6.060(70)	3.530(70)	3.290(40)	Купроскладовскит	19- 413
9.300(100)	4.620(45)	4.470(40)	3.340(30)	3.037(30)	Хейвиит	13- 118

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
9.160(100)	4.590(70)	4.430(60)	3.200(40)	8.070(30)						»	22- 160
9.260(100)	4.530(80)	4.410(50)	3.180(40)	7.090(30)						»	12- 721
8.620(80)	4.310(50)	10.200(100)	3.639(40)	2.868(35)						Фузонит	29- 98
8.550(90)	4.290(60)	3.590(100)	5.110(50)	2.150(50)						Метакалерит	12- 576
9.180(80)	4.280(80)	7.120(100)	3.650(50)	5.510(40)						Уранопилит	8- 443
8.360(80)	4.230(40)	3.600(100)	4.270(35)	5.350(30)						Метаураноцирцит II	25-1468
8.460(100)	4.220(20)	3.470(20)	3.560(10)	3.030(10)						Виартит—(17 Å)	12- 636
8.420(100)	4.190(80)	3.270(70)	3.520(60)	3.000(60)						Склодовскит	29- 875
8.400(100)	4.180(80)	3.430(80)	3.170(70)	4.240(60)						Юпалит	33- 37
9.920(100)	4.170(90)	3.160(90)	4.090(80)	3.240(80)						Метавануралит	23- 770
8.180(100)	4.090(90)	2.970(80)	4.820(70)	6.100(60)						Купросклодовскит	8- 290
8.170(100)	4.000(55)	4.140(30)	3.510(14)	2.718(14)						Метаотенит	14- 75
9.100(100)	3.830(85)	3.340(80)	3.590(75)	5.640(70)						Абернатинит	16- 386
9.020(100)	3.800(100)	3.260(90)	2.760(80)	2.160(80)						Урамфит	29- 121
9.100(100)	3.790(50)	4.700(35)	4.800(35)	4.550(18)						Метацеллерит	19- 258
8.590(100)	3.790(90)	3.300(80)	5.500(70)	4.350(70)						Трэггерит	8- 326
9.090(100)	3.780(100)	3.270(90)	3.510(80)	5.530(70)						Метаанколеит	29-1061
8.900(100)	3.750(80)	5.540(60)	4.420(60)	3.550(60)						Метахейрихит	24- 128
8.930(100)	3.730(80)	5.480(70)	3.230(60)	1.658(50)						Метаураноцирцит	17- 758
8.920(100)	3.730(65)	3.250(55)	4.930(50)	3.490(50)						Метаанколеит	19-1008
8.860(100)	3.730(100)	5.570(80)	3.300(80)	3.570(70)						Метацейнерит	17- 146
8.710(100)	3.680(100)	3.480(80)	3.230(90)	5.440(75)						Метаторбернит	16- 404
8.530(100)	3.660(90)	1.600(90)	1.530(80)	9.250(70)						Трэггерит—(P)	26- 887
8.420(100)	3.630(90)	3.270(80)	5.440(70)	3.550(70)						Натриевый ураноспинит	8- 446
9.490(50)	3.610(100)	9.080(90)	1.620(60)	1.530(60)						Пржевальскит	29- 787
8.550(100)	3.610(90)	5.390(70)	3.210(70)	4.250(60)						Метаураноцирцит II	17- 789
8.470(100)	3.610(85)	2.110(70)	4.230(65)	5.370(45)						Метаотенит	12- 423
8.860(100)	3.590(100)	1.610(70)	2.540(60)	2.280(60)						Метакалерит	17- 151
8.850(100)	3.590(90)	3.340(80)	5.100(70)	5.570(60)						Метаураноспинит	8- 319
8.780(100)	3.570(100)	5.080(60)	4.300(60)	3.010(60)						Метакирхеймерит	12- 586
8.650(100)	3.570(100)	3.310(90)	5.530(80)	3.000(50)						Метаураноспинит	18- 309
8.520(100)	3.570(90)	2.140(60)	4.290(50)	2.530(50)						Метановачекит	17- 152
9.430(100)	3.474(80)	3.366(60)	2.197(60)	5.350(50)						Тридоглит	33- 39
9.630(35)	3.450(100)	7.100(95)	3.100(65)	3.560(40)						Никельшиппеит	29- 944
8.990(100)	3.420(90)	3.180(80)	4.100(50)	1.882(40)						Жолиотит	29-1378
9.000(100)	3.133(80)	4.700(50)	2.978(40)	1.850(40)						Ренанкулит	33- 972
9.900(40)	3.110(100)	3.250(50)	3.050(50)	2.720(40)						Вальпуртит	8- 324
8.050(100)	3.100(80)	3.090(80)	2.878(70)	3.390(50)						Фуркалит	29- 391
8.230(100)	3.090(100)	3.220(90)	2.900(90)	3.500(80)						Мартозит	25- 320
8.090(80)	3.080(80)	5.760(100)	3.650(70)	2.860(70)						Гримселит	25- 679
8.190(100)	3.010(100)	4.100(30)	5.130(60)	4.220(60)						Кюриенит	22- 402
8.400(100)	3.000(100)	5.200(60)	4.260(60)	2.126(60)						Франвиллит	21- 381
8.160(100)	2.990(100)	4.070(90)	4.230(70)	5.110(60)						Незаванный—(Pb)	15- 496
8.660(70)	2.980(60)	3.590(100)	5.090(40)	3.500(30)						Металодевит	25-1239
9.080(90)	1.620(60)	3.610(100)	1.530(60)	9.490(50)						Пржевальскит	29- 787
7,990—7,000											
7.660(100)	13.100(90)	3.830(60)	2.690(50)	2.210(50)						Бейлиит	4- 130
7.100(60)	12.600(100)	8.700(100)	9.650(80)	4.320(50)						Фоглит	33- 274
7.600(5)	10.300(100)	5.190(30)	3.470(10)	3.280(10)						Виартит—(20 Å)	12- 635
7.090(30)	9.260(100)	4.530(80)	4.410(50)	3.180(40)						Хейвинит	12- 721
7.120(100)	9.180(80)	4.280(80)	3.650(50)	5.510(40)						Уранопилит	8- 443
7.310(90)	8.760(100)	5.500(100)	4.820(80)	2.910(80)						Сварцит	4- 111
7.910(100)	7.320(90)	3.280(60)	3.560(40)	5.810(30)						UO ₂ ·H ₂ O, незаванный	15- 569
7.740(90)	6.880(80)	5.550(100)	3.450(80)	3.230(80)						Рубоит	25- 318
7.730(100)	6.160(90)	3.410(90)	3.870(70)	3.130(70)						Йоганнит	17- 530
7.930(100)	5.670(100)	13.000(100)	3.680(100)	5.230(80)						Андерсонит	20-1092
7.110(100)	5.570(90)	8.980(80)	3.550(70)	3.300(70)						Уиксит	12- 462
7.360(80)	5.280(100)	3.310(100)	2.640(100)	3.380(80)						Иракиит	29- 995
7.280(100)	5.080(70)	3.440(25)	3.660(15)	3.510(12)						Скупит	13- 407
7.600(100)	4.930(100)	15.200(100)	3.500(80)	0.000(0)						Ураношпатит	31- 587
7.260(100)	4.800(80)	8.480(70)	2.876(70)	14.300(30)						Шрекингерит	8- 397
7.790(80)	4.370(80)	8.240(100)	4.710(70)	11.300(50)						Раббитит	7- 365
7.970(100)	3.990(90)	5.830(80)	3.130(80)	3.090(80)						Ренардит	8- 328
7.930(80)	3.990(60)	1.997(60)	2.140(50)	3.580(40)						Уранофан—(Ba)	-
7.680(100)	3.950(80)	4.080(60)	3.200(50)	8.180(40)						Стрелкинит	27- 822
7.880(100)	3.940(90)	2.990(80)	2.910(80)	1.969(70)						Уранофан	8- 442

d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	Минерал	РПД №
7.830(100)	3.900(90)	3.510(60)	3.190(50)	2.590(50)						Бетауранофан	8- 301
7.780(100)	3.880(100)	3.080(100)	2.976(80)	3.440(60)						Бергенит	20- 154
7.720(100)	3.850(100)	8.410(80)	3.130(80)	3.420(70)						Арсенуранилит	14- 268
7.630(100)	3.810(80)	3.240(80)	3.590(60)	3.350(60)						Янтинит	12- 272
7.810(100)	3.760(70)	3.890(60)	3.290(40)	2.150(40)						Незаванный—(Ca)	15- 609
7.350(100)	3.660(50)	3.240(10)	2.446(10)	3.210(4)						Скупит	13- 241
7.340(100)	3.660(55)	3.490(45)	3.150(35)	2.858(15)						Натриевый циппеит	29-1285
7.250(100)	3.610(100)	3.170(75)	1.985(40)	3.530(25)						Вандендрисшеит	13- 117
7.370(100)	3.590(100)	3.240(80)	3.520(60)	3.170(50)						Скупит	29-1376
7.210(100)	3.590(45)	3.120(30)	3.470(20)	1.963(12)						Кобальтциппеит	29- 520
7.210(100)	3.590(45)	3.120(30)	1.963(12)	2.491(11)						Никельциппеит	29-1434
7.200(100)	3.580(50)	3.180(50)	3.550(18)	3.140(12)						Фурмарьерит	13- 116
7.140(90)	3.560(100)	3.480(100)	3.130(90)	2.620(80)						Ришетит	25- 467
7.480(100)	3.550(80)	3.200(80)	3.140(60)	3.730(40)						Беккерелит	12- 176
7.290(100)	3.550(80)	8.390(100)	6.680(60)	3.040(60)						Гийменит	18- 582
7.080(100)	3.540(50)	9.620(35)	3.440(35)	3.100(25)						Цинкциппеит	29-1395
7.400(100)	3.530(80)	3.190(80)	3.700(60)	3.580(60)						Компреньясит	17- 167
7.080(100)	3.520(70)	3.120(50)	3.560(35)	3.480(20)						Масойит	13- 408
7.530(80)	3.500(70)	3.180(100)	3.760(50)	2.039(50)						Бильетит	29- 208
7.120(100)	3.500(100)	3.140(100)	3.120(100)	3.570(90)						Рамоит	25- 631
7.060(100)	3.500(90)	3.120(80)	2.870(40)	2.650(40)						Циппеит	29-1062
7.620(100)	3.490(90)	14.620(100)	5.030(80)	3.590(60)						Арсенураншпатит	31- 586
7.200(80)	3.480(80)	3.580(90)	3.110(60)	2.740(30)						Магний-циппеит	29- 876
7.020(80)	3.480(90)	3.130(100)	1.960(60)	1.750(50)						Циппеит	8- 138
7.320(90)	3.280(60)	7.910(100)	3.560(40)	5.810(30)						UO ₃ ·H ₂ O, незаванный	15- 569
7.770(100)	3.250(100)	3.000(100)	4.130(90)	6.520(80)						Фришшеит	23-1249
7.370(100)	3.220(100)	3.700(80)	3.610(80)	3.160(80)						UO ₂ (OH)	28-1415
7.350(100)	3.220(50)	3.590(40)	3.160(30)	3.670(25)						UO ₃ ·2H ₂ O (бета)	18-1436
7.100(100)	3.220(50)	14.100(25)	3.180(25)	4.740(20)						Умохоит, 14 Å	11- 375
7.800(100)	3.210(80)	3.890(60)	8.300(50)	1.990(50)						Калькурмолит	16- 145
7.490(100)	3.210(80)	3.550(40)	3.740(35)	3.160(30)						Беккерелит	29- 389
7.440(100)	3.200(35)	3.730(30)	3.540(20)	2.566(10)						»	13- 405
7.960(80)	3.160(100)	3.090(100)	2.880(100)	5.860(80)						Фосфоруранилит	19- 898
7.080(100)	3.130(100)	3.490(90)	3.153(90)	3.520(80)						Агрньерит	25- 630
7.100(95)	3.100(65)	3.450(100)	3.560(40)	9.630(35)						Никельциппеит	29- 944
7.960(90)	3.080(80)	10.300(100)	2.870(80)	5.880(60)						Кивит	13- 419
6,990—6,000											
6.610(40)	10.300(100)	4.940(90)	3.580(90)	3.510(80)						Торбернит	8- 360
6.800(40)	10.200(100)	3.580(90)	5.060(80)	3.350(50)						Новачекит	8- 286
6.620(30)	10.200(100)	5.020(90)	3.200(50)	2.040(40)						Тюямунит	6- 17
6.810(100)	8.680(90)	5.400(90)	4.550(60)	3.100(60)						Либигит	11- 296
6.680(60)	8.390(100)	7.290(100)	3.550(80)	3.040(60)						Гийменит	18- 582
6.100(60)	8.180(100)	4.090(90)	2.970(80)	4.820(70)						Купроскладовскит	8- 290
6.060(70)	8.160(100)	4.820(90)	3.530(70)	3.290(40)						»	19- 413
6.520(80)	7.770(100)	3.250(100)	3.000(100)	4.130(90)						Фришшеит	23-1249
6.890(80)	5.550(100)	7.740(90)	3.450(80)	3.230(80)						Рубоит	25- 318
6.140(55)	4.270(100)	3.000(85)	2.950(85)	3.480(70)						Дюмонит	12- 158
6.510(100)	4.220(80)	3.260(60)	3.050(60)	5.190(40)						Метатюямунит	6- 287
6.970(100)	4.210(90)	5.440(60)	2.880(60)	5.870(50)						Уранопилит	8- 131
6.180(30)	4.130(100)	3.200(50)	3.150(40)	12.200(30)						Умохоит, 12 Å	12- 693
6.965(100)	3.600(70)	3.344(70)	3.489(70)	3.231(50)						Маргаритазит	-
6.360(100)	3.530(80)	3.210(80)	4.220(60)	3.140(60)						Карнотит	11- 338
6.040(35)	3.440(100)	3.350(100)	4.740(95)	3.020(35)						Браннерит	12- 477
6.160(90)	3.410(80)	7.730(100)	3.870(70)	3.130(70)						Йоганнит	17- 530
6.010(100)	3.400(90)	3.540(70)	2.910(70)	1.908(60)						Болтвудит	29-1026
6.140(90)	3.320(100)	4.480(90)	2.690(70)	2.470(60)						Соддиит	12- 180
6.200(100)	3.250(100)	1.920(90)	2.950(80)	2.190(80)						Псевдоотенит	18-1084
6.400(19)	3.230(100)	5.290(30)	3.130(25)	2.974(19)						Иригинит	29-1372
6.350(100)	3.210(100)	2.620(55)	4.280(50)	5.250(45)						»	18-1426
6.230(100)	3.140(80)	3.960(70)	3.060(50)	3.520(40)						Кюрит	14- 267
6.560(100)	3.120(70)	3.530(50)	4.250(30)	3.250(30)						Карнотит	8- 317
6.910(35)	3.090(100)	3.460(75)	1.730(40)	1.913(80)						Велсендорфит	29- 786
6.390(80)	3.090(100)	3.470(30)	3.130(60)	3.510(40)						»	12- 159
6.070(60)	3.020(100)	4.400(80)	2.830(80)	2.150(80)						Раблофан	12- 277
6.400(35)	2.940(100)	4.470(85)	2.650(40)	3.320(30)						Максельвит	18- 901
6.710(100)	2.920(100)	4.700(80)	3.490(80)	3.370(80)						Натриевый болтвудит	29-1044

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
5,990—5,500											
5.670(100)	13.000(100)	7.930(100)	3.680(100)	5.230(80)	Андерсонит	20-1092					
5.640(18)	11.100(100)	5.560(40)	3.300(20)	4.590(14)	Кокониноит	25-16					
5.880(60)	10.300(100)	7.960(90)	3.080(80)	2.870(80)	Кивуит	13-419					
5.590(35)	9.660(100)	4.850(50)	3.650(35)	4.410(25)	Целлерит	19-257					
5.640(70)	9.100(100)	3.830(35)	3.340(80)	3.590(75)	Абернатиит	16-386					
5.530(70)	9.090(100)	3.780(100)	3.270(90)	3.510(80)	Метаанколеит	29-1061					
5.570(90)	8.980(80)	7.110(100)	3.550(70)	3.300(70)	Уиксит	12-462					
5.540(60)	8.900(100)	3.750(80)	4.420(60)	3.550(60)	Метахейнрихит	24-128					
5.570(80)	8.860(100)	3.730(100)	3.300(80)	3.570(70)	Метахейнерит	17-146					
5.570(60)	8.850(100)	3.590(90)	3.340(80)	5.100(70)	Метаураноспиннит	8-319					
5.530(80)	8.650(100)	3.570(100)	3.310(90)	3.600(50)	Метаураноспиннит	18-309					
5.530(70)	8.590(100)	3.790(90)	3.300(80)	4.350(70)	Треггерит	8-326					
5.760(100)	8.090(80)	3.080(80)	3.650(70)	2.860(70)	Гримселит	25-679					
5.830(80)	7.970(100)	3.990(90)	3.130(80)	3.090(80)	Ренардит	8-328					
5.810(30)	7.910(100)	7.320(90)	3.280(60)	3.560(40)	UO ₃ ·2H ₂ O, названный	15-569					
5.550(100)	7.740(90)	6.880(40)	3.450(90)	3.230(80)	Рубоит	25-318					
5.530(100)	7.310(90)	8.760(100)	4.820(80)	2.910(80)	Свартцит	4-111					
5.510(40)	7.120(100)	9.180(80)	4.280(80)	3.650(50)	Уранопилит	8-443					
5.870(50)	6.970(100)	4.210(90)	5.440(60)	2.880(60)	»	8-131					
5.980(90)	3.980(80)	12.000(100)	3.230(80)	3.180(80)	Вануралит	23-769					
5.550(50)	3.530(100)	11.100(80)	3.590(50)	1.603(40)	Калерит	17-145					
5.880(100)	3.390(30)	3.400(20)	3.490(18)	4.230(12)	Студтит	16-206					
5.600(100)	3.350(78)	8.420(100)	16.800(70)	2.791(45)	Умохоит, 17 А	12-778					
5.560(40)	3.300(20)	11.160(100)	5.640(18)	4.590(14)	Кокониноит	25-16					
5.530(80)	3.190(100)	11.000(90)	3.370(90)	3.060(90)	Седовит	18-1425					
5.770(80)	3.170(100)	3.340(90)	1.970(80)	1.860(60)	Кларкит	8-315					
5.860(80)	3.160(100)	3.090(100)	2.880(100)	7.960(80)	Фосфоруанит	19-898					
5.500(20)	3.020(100)	2.950(100)	3.090(25)	2.970(20)	Эшинит прокаленный	18-765					
5.540(20)	2.980(100)	3.050(70)	3.130(40)	3.450(20)	Ниобозинит	29-311					
5.890(60)	2.970(100)	5.420(80)	3.340(60)	5.140(45)	Демесмэкерит	18-692					
5.930(60)	2.940(100)	1.710(90)	2.240(80)	1.484(70)	Уванит	8-322					
5.790(60)	2.940(100)	4.600(70)	1.701(50)	2.210(40)	»	8-323					
5.970(100)	2.890(40)	3.302(25)	3.226(25)	3.181(25)	Моурит	24-1359					
5,490—5,000											
5.030(80)	14.620(100)	7.620(100)	3.490(90)	3.590(60)	Арсенураношпатит	31-586					
5.230(80)	13.000(100)	7.930(100)	5.670(100)	3.680(100)	Андерсонит	20-1092					
5.470(60)	10.900(100)	3.540(100)	3.220(70)	5.030(40)	Новачекит	17-147					
5.030(40)	10.900(100)	3.540(100)	3.220(70)	5.490(60)	»	17-147					
5.040(80)	10.700(100)	3.590(90)	3.390(70)	1.930(60)	Цейнерит	4-90					
5.170(80)	10.400(100)	3.680(80)	3.400(50)	3.470(40)	Фуралумит	33-38					
5.050(80)	10.200(100)	3.580(90)	3.350(50)	6.800(40)	Новачекит	8-286					
5.090(70)	10.300(100)	3.530(100)	3.350(80)	1.600(70)	Хейнрихит	29-210					
5.020(80)	10.000(100)	3.570(100)	1.588(50)	3.350(40)	Новачекит	17-148					
5.350(50)	9.430(100)	3.474(80)	3.366(60)	2.197(60)	Тридогдит	33-39					
5.480(70)	8.930(100)	3.730(80)	3.230(60)	1.658(50)	Метаураноцирцит	17-758					
5.100(70)	8.850(100)	3.590(90)	3.340(80)	5.570(60)	Метаураноспиннит	8-319					
5.030(60)	8.780(100)	3.570(100)	4.300(60)	3.010(60)	Метакирххеймерит	12-586					
5.440(75)	8.710(100)	3.680(100)	3.480(30)	3.230(80)	Метаторбернит	16-404					
5.390(70)	8.550(100)	3.610(90)	3.210(70)	4.250(60)	Метаураноцирцит II	17-789					
5.370(45)	8.470(100)	3.610(85)	2.110(70)	4.230(65)	Метаотенит	12-423					
5.440(70)	8.420(100)	3.630(90)	3.270(80)	3.550(70)	Натриевый ураноспиннит	8-446					
5.200(60)	8.400(100)	3.000(100)	4.260(60)	2.126(60)	Франвиллит	21-381					
5.130(60)	8.190(100)	3.010(100)	4.100(80)	4.220(60)	Кюриенит	22-402					
5.110(60)	8.160(100)	2.990(100)	4.070(90)	4.230(70)	Незванный—(Pb)	15-496					
5.440(60)	6.970(100)	4.210(90)	2.880(60)	5.870(50)	Уранопилит	8-131					
5.400(90)	6.810(100)	8.680(90)	4.550(60)	3.100(60)	Либигит	11-296					
5.190(40)	6.510(100)	4.220(80)	3.260(60)	3.050(60)	Метатюмунит	6-287					
5.250(45)	6.350(100)	3.210(100)	2.620(55)	4.280(50)	Иригинит	18-1426					
5.420(80)	5.890(60)	2.970(100)	3.340(60)	5.140(45)	Демесмэкерит	18-692					
5.060(40)	4.290(100)	2.920(80)	2.090(30)	1.850(80)	Ванденбрандеит	4-340					
5.210(80)	3.620(100)	3.410(90)	10.000(80)	4.970(80)	Ураноспиннит	29-390					
5.350(30)	3.600(100)	8.340(90)	4.230(40)	4.270(35)	Метаураноцирцит II	25-1468					
5.110(50)	3.590(100)	8.550(90)	4.290(60)	2.150(50)	Метакалерит	12-576					
5.090(40)	3.590(100)	8.660(70)	2.980(60)	3.500(30)	Металодевит	25-1239					
5.190(50)	3.580(45)	10.400(100)	4.960(25)	4.480(20)	Отенит	12-418					

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РГД №
5.000	(80)	3.500	(100)	9.790	(90)	4.480	(60)	3.310	(60)	Салсит	29- 874
5.190	(30)	3.470	(10)	10.300	(100)	3.280	(10)	7.600	(5)	Виартит—(20 Å)	12- 635
5.080	(70)	3.440	(25)	7.280	(100)	3.660	(15)	3.510	(12)	Скупит	13- 407
5.151	(85)	3.434	(32)	3.400	(100)	2.488	(27)	2.857	(26)	UO ₂ (OH) ₂ (альфа)	25-1116
5.110	(100)	3.430	(100)	3.450	(80)	2.857	(60)	2.487	(60)	UO ₂ ·0,8H ₂ O	10- 309
5.300	(45)	3.380	(100)	3.320	(55)	2.640	(40)	2.000	(25)	Эканит	25- 677
5.240	(100)	3.310	(100)	2.640	(100)	7.360	(80)	3.380	(80)	Ирацит	29- 995
5.000	(100)	3.230	(100)	2.110	(80)	1.970	(80)	2.050	(50)	Вануранилит	19-1417
5.020	(90)	3.200	(50)	10.200	(100)	2.040	(40)	6.620	(30)	Тюямунит	6- 17
5.250	(60)	3.160	(100)	1.830	(80)	3.870	(70)	3.470	(60)	Ураносферит	8- 321
5.290	(30)	3.130	(25)	3.230	(100)	6.400	(19)	2.974	(19)	Иригинит	29-1372
5.350	(90)	3.100	(90)	3.630	(100)	4.730	(80)	3.170	(80)	Шмиттерит	25-1001
5.480	(25)	2.980	(100)	3.020	(80)	3.110	(35)	2.698	(30)	Эшинит	15- 864
5.260	(90)	2.970	(80)	4.440	(100)	2.590	(70)	2.030	(60)	Ванденбрандеит	8- 325
5.140	(45)	2.970	(100)	5.420	(80)	5.890	(60)	3.340	(60)	Демсмерит	18- 692
5.100	(100)	2.040	(100)	10.100	(60)	1.462	(60)	2.160	(50)	Ураноширцит	18- 199
4,990—4,600											
4.930	(100)	15.200	(100)	7.600	(100)	3.500	(80)	0.000	(0)	Ураношпатит	31- 587
4.620	(60)	11.100	(100)	3.740	(80)	3.290	(80)	2.938	(70)	Ксиянджиянгит	29-1401
4.960	(25)	10.400	(100)	5.190	(50)	3.580	(45)	4.480	(20)	Отенит	12- 418
4.800	(35)	9.100	(100)	3.790	(50)	4.700	(35)	4.550	(18)	Метацеллерит	19- 258
4.700	(35)	9.100	(100)	3.790	(50)	4.800	(35)	4.550	(18)	»	19- 258
4.700	(50)	9.000	(100)	3.133	(80)	2.978	(40)	1.850	(40)	Ренанкулит	33- 972
4.930	(50)	8.920	(100)	3.730	(65)	3.250	(55)	3.490	(50)	Метаанколект	19-1008
4.820	(80)	8.760	(100)	5.500	(100)	7.310	(90)	2.910	(80)	Сварцит	4- 111
4.800	(80)	8.480	(70)	7.260	(100)	2.876	(70)	14.300	(30)	Шрэклингит	8- 397
4.710	(70)	8.240	(100)	7.790	(80)	4.370	(80)	11.300	(50)	Раббитит	7- 365
4.820	(70)	8.180	(100)	4.090	(90)	2.970	(80)	6.100	(60)	Купросклововскит	8- 290
4.740	(20)	7.100	(100)	3.220	(50)	14.100	(25)	3.180	(25)	Умохонт, 14 Å	11- 375
4.700	(80)	6.710	(100)	2.920	(100)	3.490	(80)	3.370	(80)	Натриевый болтвудит	29-1044
4.820	(90)	6.060	(70)	8.160	(100)	3.530	(70)	3.290	(40)	Купросклововскит	19- 413
4.600	(70)	5.790	(60)	2.940	(100)	1.701	(50)	2.210	(40)	Уванит	8- 323
4.850	(50)	5.590	(35)	9.660	(100)	3.650	(35)	4.410	(25)	Целлерит	19- 257
4.620	(45)	4.470	(40)	9.300	(100)	3.340	(30)	3.037	(30)	Хейвинит	13- 118
4.610	(100)	4.300	(70)	3.230	(40)	3.920	(30)	2.640	(25)	Резерфордин	11- 263
4.910	(80)	3.740	(60)	9.820	(100)	3.197	(60)	3.179	(60)	Сенджерит	8- 398
4.730	(80)	3.680	(100)	5.350	(90)	3.100	(90)	3.170	(80)	Шмиттерит	25-1001
4.970	(30)	3.620	(100)	3.410	(90)	10.000	(80)	5.210	(80)	Ураноспинит	29- 390
4.940	(90)	3.580	(90)	10.300	(100)	3.510	(80)	6.610	(40)	Торбернит	8- 360
4.860	(90)	3.470	(80)	9.690	(100)	2.188	(60)	4.390	(40)	Сабугалит	5- 107
4.890	(100)	3.460	(100)	8.590	(60)	2.200	(60)	4.250	(30)	Бассетит	7- 288
4.740	(95)	3.440	(100)	3.350	(100)	6.040	(35)	3.020	(35)	Браннерит	12- 477
4.780	(100)	3.380	(80)	3.120	(70)	2.620	(70)	2.030	(70)	Дерриксит	25- 319
4.990	(100)	3.070	(100)	2.300	(90)	2.070	(90)	4.590	(80)	Хейвинит—(Mg)	17- 463
4.620	(50)	2.960	(100)	3.500	(80)	2.670	(80)	1.630	(60)	Ортит прокаленный	9- 474
4.650	(40)	2.900	(100)	1.880	(60)	3.500	(40)	2.160	(40)	Коффинит—(Y)	17- 460
4.720	(85)	2.680	(75)	3.550	(100)	1.834	(65)	2.842	(45)	Торит	11- 419
4.640	(95)	2.640	(95)	3.480	(100)	1.803	(70)	2.789	(45)	Коффинит	11- 420
4.969	(48)	2.601	(23)	3.868	(100)	1.927	(14)	3.143	(12)	UO ₂ (OH) ₂ (бета)	24-1160
4,590—4,300											
4.320	(50)	12.600	(100)	8.700	(100)	9.650	(80)	7.100	(60)	Фоглит	33- 274
4.590	(14)	11.100	(100)	5.560	(40)	3.300	(20)	5.640	(18)	Кокониноит	25- 16
4.480	(20)	10.400	(100)	5.190	(50)	3.580	(45)	4.960	(25)	Отенит	12- 418
4.310	(50)	10.200	(100)	8.620	(80)	3.639	(40)	2.868	(35)	Фурунгит	29- 98
4.390	(40)	9.690	(100)	4.860	(90)	3.470	(80)	2.188	(60)	Сабугалит	5- 107
4.410	(25)	9.660	(100)	4.850	(50)	5.590	(35)	3.650	(35)	Целлерит	19- 257
4.470	(40)	9.300	(100)	4.620	(45)	3.340	(30)	3.037	(30)	Хейвинит	13- 118
4.410	(50)	9.260	(100)	4.530	(80)	3.180	(40)	7.090	(30)	»	12- 721
4.430	(60)	9.160	(100)	4.590	(70)	3.200	(40)	8.070	(30)	»	22- 160
4.550	(18)	9.100	(100)	3.790	(50)	4.700	(35)	4.800	(35)	Метацеллерит	19- 258
4.420	(60)	8.900	(100)	3.750	(80)	5.540	(60)	3.550	(60)	Метахейнрихит	24- 128
4.300	(60)	8.780	(100)	3.570	(100)	5.080	(60)	3.010	(60)	Метакирхеймерит	12- 586
4.350	(70)	8.590	(100)	3.790	(90)	3.300	(80)	5.500	(70)	Треггерит	8- 326
4.370	(80)	8.240	(100)	7.790	(80)	4.710	(70)	11.300	(50)	Раббитит	7- 365
4.550	(60)	6.810	(100)	8.680	(90)	5.400	(90)	3.100	(60)	Либицит	11- 296

d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	Минерал	РГД №
4.480(90)	6.140(80)	3.320(100)	2.690(70)	2.470(60)						Соддит	12- 180
4.440(100)	5.260(90)	2.970(80)	2.590(70)	2.030(60)						Ванденбрандеит	8- 325
4.590(80)	4.990(100)	3.070(100)	2.300(90)	2.070(90)						Хейвит—(Mg)	17- 463
4.590(70)	4.430(60)	9.160(100)	3.200(40)	8.070(30)						»	22- 160
4.530(80)	4.410(50)	9.260(100)	3.180(40)	7.090(30)						»	12- 721
4.500(20)	4.160(100)	3.740(60)	3.130(60)	3.500(20)						Кобейт	11- 259
4.490(100)	3.930(60)	2.990(60)	2.450(60)	11.000(40)						Шарпит	12- 164
4.480(60)	3.500(100)	9.790(90)	5.000(80)	3.310(60)						Салеит	29- 874
4.550(25)	3.450(100)	2.560(50)	1.770(50)	2.150(25)						Ксенотим	11- 254
4.540(25)	3.440(100)	2.560(60)	1.760(45)	2.145(25)						»	9- 377
4.410(50)	3.400(100)	2.840(70)	1.740(60)	1.696(50)						Галлимондит	16- 706
4.570(90)	3.380(100)	3.030(100)	1.832(90)	1.160(90)						Хейвит	17- 462
4.300(70)	3.230(40)	4.610(100)	3.920(30)	2.640(25)						Резерфордин	11- 263
4.390(80)	3.070(100)	3.670(90)	3.153(80)	2.858(80)						Ренардит	11- 215
4.330(60)	3.020(100)	2.810(80)	2.130(80)	3.380(60)						Нингит	12- 273
4.400(80)	2.830(80)	3.020(100)	2.150(80)	6.070(60)						Раблофан	12- 277
4.470(85)	2.650(40)	2.940(100)	6.400(35)	3.320(30)						Маккельвиит	18- 901
4,290—4,100											
4.250(60)	8.550(100)	3.610(90)	5.390(70)	3.210(70)						Метаураноцирцит II	17- 789
4.290(50)	8.520(100)	3.570(90)	2.140(60)	2.530(50)						Метановачекит	17- 152
4.230(65)	8.470(100)	3.610(85)	2.110(70)	5.370(45)						Метаотенит	12- 423
4.260(60)	8.400(100)	3.000(100)	5.200(60)	2.126(60)						Франвиллит	21- 381
4.240(60)	8.400(100)	4.180(80)	3.430(80)	3.170(70)						Юпалит	33- 37
4.220(60)	8.190(100)	3.010(100)	4.100(80)	5.130(60)						Кюрениит	22- 402
4.100(80)	8.190(100)	3.010(100)	5.130(60)	4.220(60)						»	22- 402
4.140(30)	8.170(100)	4.000(55)	3.510(14)	2.718(14)						Метаотенит	14- 75
4.230(70)	8.160(100)	2.990(100)	4.070(90)	5.110(60)						Неизвестный—(Pb)	15- 496
4.100(50)	8.090(100)	3.420(90)	3.180(80)	1.882(40)						Жюльотит	29-1378
4.130(90)	7.770(100)	3.250(100)	3.000(100)	6.520(80)						Фришеит	23-1249
4.280(80)	7.120(100)	9.180(80)	3.650(50)	5.510(40)						Уранопилит	8- 443
4.250(30)	6.560(100)	3.120(70)	3.530(50)	3.250(30)						Карнотит	8- 317
4.220(60)	6.360(100)	3.530(80)	3.210(80)	3.140(60)						»	11- 338
4.280(50)	6.350(100)	3.210(100)	2.620(55)	5.250(45)						Иригинит	18-1426
4.230(12)	5.880(100)	3.390(30)	3.400(20)	3.490(18)						Студит	16- 206
4.210(90)	5.440(60)	6.970(100)	2.860(60)	5.870(50)						Уранопилит	8- 131
4.250(30)	4.890(100)	3.460(100)	8.590(60)	2.200(60)						Бассетит	7- 288
4.150(100)	3.740(60)	3.130(60)	4.500(20)	3.500(20)						Кобейт	11- 259
4.270(35)	3.600(100)	8.340(80)	4.230(40)	5.350(30)						Метаураноцирцит II	25-1468
4.230(40)	3.600(100)	8.340(80)	4.270(35)	5.350(30)						»	25-1468
4.290(60)	3.590(100)	8.550(70)	5.110(50)	2.150(50)						Метакалерит	12- 576
4.220(20)	3.470(20)	8.460(100)	3.560(10)	3.000(10)						Виверит—(17 Å)	12- 636
4.180(80)	3.430(80)	8.400(100)	3.170(70)	4.240(60)						Юпалит	33- 37
4.230(65)	3.280(100)	3.250(100)	3.410(65)	3.160(45)						Парсонсит	12- 259
4.190(80)	3.270(70)	8.420(100)	3.520(60)	3.000(60)						Склововскит	29- 875
4.220(80)	3.260(60)	6.510(100)	3.050(60)	5.190(40)						Метатюамунит	6- 287
4.130(100)	3.200(50)	3.150(40)	12.200(30)	6.180(30)						Умохонт, 12 Å	12- 693
4.170(90)	3.160(90)	9.920(100)	4.090(80)	3.240(80)						Метавануралит	23- 770
4.170(25)	3.090(100)	2.870(70)	3.300(50)	3.510(25)						Монацит	11- 556
4.140(75)	3.070(100)	3.260(90)	2.860(90)	3.490(50)						Чералит	8- 316
4.270(100)	3.000(85)	2.950(85)	3.480(70)	6.140(55)						Дюмонит	12- 158
4.290(100)	2.920(80)	5.060(40)	2.090(30)	1.850(80)						Ванденбрандеит	4- 340
4.210(60)	2.920(100)	3.060(80)	3.520(60)	3.240(60)						Казолит	29- 788
4.120(60)	2.840(100)	3.480(80)	2.810(80)	1.858(80)						Бритолит прокаленный	17- 724
4.160(100)	2.340(100)	3.190(80)	3.340(70)	1.911(50)						Виденманнит	27- 281
4.170(100)	1.310(60)	1.300(60)	3.440(50)	2.580(50)						Молуранит прокаленный	29-1371
4,090—3,900											
3.980(80)	12.000(100)	5.980(90)	3.230(80)	3.180(80)						Вануралит	23- 769
4.090(80)	9.920(100)	4.170(90)	3.160(90)	3.240(80)						Метавануралит	23- 770
4.070(70)	8.160(100)	2.990(100)	4.230(70)	5.110(60)						Неизвестный—(Pb)	15- 496
4.080(60)	7.680(100)	3.950(80)	3.200(50)	8.180(40)						Стрелкинит	27- 822
3.960(70)	6.230(100)	3.140(80)	3.060(50)	3.520(40)						Кюрит	14- 267
3.990(90)	5.830(80)	7.970(100)	3.130(80)	3.090(80)						Ренардит	8- 328
3.920(30)	4.610(100)	4.300(70)	3.230(40)	2.640(25)						Резерфордин	11- 263
4.000(55)	4.140(30)	8.170(100)	3.510(14)	2.718(14)						Метаотенит	14- 75
3.950(80)	4.080(60)	7.680(100)	3.200(50)	8.180(40)						Стрелкинит	27- 822

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
3.900(90)	3.510(60)	7.830(100)	3.190(50)	2.590(50)	Бетауранофан	8- 301					
4.020(18)	3.280(100)	2.840(78)	2.010(23)	2.788(17)	Клиффордит	24-1209					
4.020(100)	3.210(100)	2.510(80)	1.697(40)	1.850(30)	Петчикит прокаленный	29-1426					
4.050(60)	3.200(100)	2.500(30)	1.830(50)	1.710(30)	Бетафит прокаленный	18-1154					
3.940(90)	2.990(80)	7.880(100)	2.910(90)	1.969(70)	Уранофан	8- 442					
3.930(60)	2.990(60)	4.490(100)	2.450(60)	11.000(40)	Шарпит	12- 164					
4.090(90)	2.970(80)	8.180(100)	4.820(70)	6.100(60)	Купроскладовскит	8- 290					
3.990(40)	2.890(100)	2.860(80)	3.160(60)	2.790(60)	Бритолит—(La)	13- 106					
4.010(80)	2.490(40)	3.180(100)	1.838(30)	1.692(20)	Лиандратит прокаленный	29-1435					
3.990(60)	1.997(60)	7.930(80)	2.140(50)	3.580(40)	Уранофан—(Ba)	-					
3,890—3,750											
3.870(20)	10.700(100)	2.950(50)	3.490(40)	2.620(30)	Раувит	8- 288					
3.850(100)	8.410(80)	7.720(100)	3.130(80)	3.420(70)	Арсенуранилит	14- 268					
3.890(60)	7.810(100)	3.760(70)	3.290(40)	2.150(40)	Неозванный—(Ga)	15- 609					
3.890(60)	7.800(100)	3.210(80)	8.300(50)	1.990(50)	Калькурмолит	16- 145					
3.870(70)	7.730(100)	6.160(90)	3.410(80)	3.130(70)	Йоганнит	17- 530					
3.830(60)	4.700(35)	13.100(90)	2.690(50)	2.210(50)	Бейлиит	4- 130					
3.750(80)	5.540(60)	8.900(100)	4.420(60)	3.550(60)	Метахейнрихит	24- 128					
3.868(100)	4.960(48)	2.601(23)	1.927(14)	3.143(12)	UO ₂ (OH) ₂ (бета)	24-1160					
3.790(50)	4.700(35)	9.100(100)	4.800(35)	4.550(18)	Метацеллерит	19- 258					
3.760(70)	3.890(60)	7.810(100)	3.290(40)	2.150(40)	Неозванный—(Ga)	15- 609					
3.830(85)	3.340(80)	9.100(100)	3.590(75)	5.640(70)	Абернатит	16- 386					
3.790(90)	3.300(80)	8.590(100)	5.500(70)	4.350(70)	Трегерит	8- 326					
3.780(100)	3.270(90)	9.090(100)	3.510(80)	5.530(70)	Метаанколеит	29-1061					
3.830(100)	3.260(90)	7.020(100)	2.760(80)	2.160(80)	Урамфит	29- 121					
3.810(80)	3.240(80)	7.630(100)	3.590(60)	3.350(60)	Янтинит	12- 272					
3.760(50)	3.180(100)	7.530(80)	3.500(70)	2.039(50)	Бильетит	29- 208					
3.870(70)	3.160(100)	1.830(80)	5.250(60)	3.470(60)	Ураноферит	8- 321					
3.880(100)	3.080(100)	7.780(100)	2.976(80)	3.440(60)	Бергенит	20- 154					
3.870(70)	2.570(70)	1.795(100)	2.481(70)	1.708(70)	UO ₂ (OH) ₂ (бета)	9- 239					
3,740—3,600											
3.680(100)	13.000(100)	7.930(100)	5.670(100)	5.230(80)	Андерсонит	20-1092					
3.639(40)	10.200(100)	8.620(80)	4.310(50)	2.868(35)	Фуронгит	29- 98					
3.740(60)	9.820(100)	4.910(80)	3.197(60)	3.179(60)	Сенджерит	8- 398					
3.650(35)	9.660(100)	4.850(50)	5.590(35)	4.410(25)	Целлерит	19- 257					
3.610(100)	9.080(90)	1.620(60)	1.530(60)	9.490(50)	Пржевальскит	29- 787					
3.600(100)	8.340(80)	4.230(40)	4.270(35)	5.350(30)	Метаураноцирцит II	25-1468					
3.740(35)	7.490(100)	3.210(80)	3.550(40)	3.160(30)	Беккерелит	29- 389					
3.730(40)	7.480(100)	3.550(30)	3.200(80)	3.140(60)	»	12- 176					
3.730(30)	7.440(100)	3.200(35)	3.540(20)	2.566(10)	»	13- 405					
3.700(60)	7.400(100)	3.530(80)	3.190(80)	3.580(60)	Компреньясит	17- 167					
3.700(80)	7.370(100)	3.220(100)	3.610(80)	3.160(80)	UO ₂ (OH) ₂	28-1415					
3.610(80)	7.370(100)	3.220(100)	3.700(80)	3.160(80)	UO ₂ (OH) ₂	28-1415					
3.670(25)	7.350(100)	3.220(50)	3.590(40)	3.160(30)	UO ₃ ·2H ₂ O (бета)	18-1436					
3.660(15)	7.280(100)	5.080(70)	3.440(25)	3.510(12)	Скупит	13- 407					
3.650(50)	7.120(100)	9.180(80)	4.280(80)	5.510(40)	Уранопилит	8- 443					
3.650(70)	5.760(100)	8.090(80)	3.080(80)	2.860(70)	Гримселит	25- 679					
3.730(100)	5.570(80)	8.860(100)	3.300(80)	3.570(70)	Метацейнерит	17- 146					
3.730(80)	5.480(70)	8.930(100)	3.230(60)	1.658(50)	Метаураноцирцит	17- 758					
3.610(90)	5.390(70)	8.550(100)	3.210(70)	4.250(60)	Метаураноцирцит II	17- 789					
3.680(100)	5.350(90)	3.100(90)	4.730(80)	3.170(80)	Шмиттерит	25-1001					
3.670(90)	4.390(80)	3.070(100)	3.153(80)	2.858(80)	Ренардит	11- 215					
3.660(55)	3.490(45)	7.340(100)	3.150(35)	2.858(15)	Натриевый цинцит	29-1285					
3.680(100)	3.480(80)	8.710(100)	3.230(80)	5.440(75)	Метаторбернит	16- 404					
3.620(100)	3.410(90)	10.000(80)	5.210(80)	4.970(80)	Ураноспинит	29- 390					
3.600(70)	3.344(70)	6.965(100)	3.489(70)	3.231(50)	Маргаритазит	-					
3.740(80)	3.290(80)	11.100(100)	2.938(70)	4.620(60)	Ксиянджиянгит	29-1401					
3.630(90)	3.270(80)	8.420(100)	5.440(70)	3.550(70)	Натриевый ураноспинит	8- 446					
3.730(65)	3.250(55)	8.920(100)	4.930(50)	3.490(50)	Метаанколеит	19-1008					
3.660(50)	3.240(10)	7.350(100)	2.446(10)	3.210(4)	Скупит	13- 241					
3.610(100)	3.170(75)	7.250(100)	1.985(40)	3.530(25)	Вандендрисшеит	13- 117					
3.740(60)	3.130(60)	4.160(100)	4.500(20)	3.500(20)	Кобейт	11- 259					
3.680(30)	3.070(100)	2.920(100)	2.590(40)	1.840(40)	Самарскит прокаленный	4- 617					
3.660(30)	2.980(100)	1.820(40)	1.720(40)	2.430(30)	Эвксенит прокаленный	5- 603					
3.650(40)	2.950(40)	2.990(100)	2.600(30)	1.830(30)	»	9- 442					

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
3.670(30)	2.910(100)	2.990(75)	1.574(30)	1.505(30)	Эшинит	20-1401					
3.670(100)	2.680(80)	1.570(80)	1.540(80)	3.230(70)	Натриевый метаотенит	29-1283					
3.650(50)	2.540(30)	2.950(100)	2.510(30)	2.380(30)	Эшинит	33- 660					
3.610(85)	2.110(70)	8.470(100)	4.230(65)	5.370(45)	Метаотенит	12- 423					
3.660(90)	1.600(90)	8.530(100)	1.530(80)	9.250(70)	Трөгрит—(P)	26- 887					
3,590—3,500											
3.500(80)	15.200(100)	7.600(100)	4.930(100)	0.000(0)	Ураношпатит	31- 587					
3.590(60)	14.620(100)	7.620(100)	3.490(90)	5.030(80)	Арсеноураношпатит	31- 586					
3.530(100)	11.100(80)	5.550(50)	3.590(50)	1.603(40)	Калерит	17- 145					
3.580(45)	10.400(100)	5.190(50)	4.960(25)	4.480(20)	Отенит	12- 418					
3.580(90)	10.300(100)	4.940(90)	3.510(80)	6.610(40)	Торбернит	8- 360					
3.510(80)	10.300(100)	4.940(90)	3.580(90)	6.610(40)	»	8- 360					
3.500(100)	9.790(90)	5.000(80)	4.480(60)	3.310(60)	Салейт	29- 874					
3.540(50)	9.620(35)	7.080(100)	3.440(35)	3.100(25)	Цинкциппейт	29-1395					
3.590(75)	9.100(100)	3.830(85)	3.340(80)	5.640(70)	Абернатит	16- 386					
3.510(80)	9.090(100)	3.780(100)	3.270(90)	5.530(70)	Метаанколейт	29-1061					
3.550(60)	8.900(100)	3.750(80)	5.540(60)	4.420(60)	Метахейнрихит	24- 128					
3.570(70)	8.860(100)	3.730(100)	5.570(80)	3.300(80)	Метахейнерит	17- 146					
3.590(100)	8.660(70)	2.980(50)	5.090(40)	3.500(30)	Металодевит	25-1239					
3.590(100)	8.550(90)	4.290(60)	5.110(50)	2.150(50)	Метакалерит	12- 576					
3.560(10)	8.460(100)	4.220(20)	3.470(20)	3.000(10)	Виартит—(17 Å)	12- 636					
3.550(70)	8.420(100)	3.630(90)	3.270(80)	5.440(70)	Натриевый ураноспинит	8- 446					
3.520(60)	8.420(100)	4.190(80)	3.270(70)	3.000(60)	Складовскит	29- 875					
3.550(80)	8.390(100)	7.290(100)	6.680(60)	3.040(60)	Гийеминит	18- 582					
3.500(80)	8.230(100)	3.090(100)	3.220(90)	2.900(90)	Мартозит	25- 320					
3.510(14)	8.170(100)	4.000(55)	4.140(30)	2.718(14)	Метаотенит	14- 75					
3.530(70)	8.160(100)	4.820(70)	6.060(70)	3.290(40)	Купроскладовскит	19- 413					
3.580(40)	7.930(80)	3.990(60)	1.997(60)	2.140(50)	Уранофан—(Ba)	-					
3.560(40)	7.910(100)	7.320(90)	3.280(60)	5.810(30)	UO ₃ ·H ₂ O неназванный	15- 569					
3.510(60)	7.830(100)	3.900(90)	3.190(50)	2.590(50)	Бетауранофан	8- 301					
3.590(60)	7.630(100)	3.810(80)	3.240(80)	3.350(60)	Янтинит	12- 272					
3.550(40)	7.490(100)	3.210(30)	3.740(35)	3.160(30)	Беккерелит	29- 389					
3.540(20)	7.440(100)	3.200(35)	3.730(30)	2.566(10)	»	13- 405					
3.580(60)	7.400(100)	3.530(80)	3.190(80)	3.700(60)	Компреньясит	17- 167					
3.520(60)	7.370(100)	3.590(100)	3.240(80)	3.170(50)	Скупит	29-1376					
3.590(40)	7.350(100)	3.220(50)	3.160(30)	3.670(25)	UO ₃ ·2H ₂ O (бета)	18-1436					
3.510(12)	7.280(100)	5.080(70)	3.440(25)	3.660(15)	Скупит	13- 407					
3.530(25)	7.250(100)	3.610(100)	3.170(75)	1.985(40)	Вандендрисшеит	13- 117					
3.580(100)	7.200(80)	3.480(80)	3.110(60)	2.740(30)	Магний-циппейт	29- 876					
3.550(18)	7.200(100)	3.580(50)	3.180(50)	3.140(12)	Фурмарьерит	13- 116					
3.570(90)	7.120(100)	3.500(100)	3.140(100)	3.120(100)	Рамоит	25- 631					
3.550(70)	7.110(100)	5.570(90)	8.980(80)	3.300(70)	Уиксит	12- 462					
3.560(35)	7.080(100)	3.520(70)	3.120(50)	3.480(20)	Масюйит	13- 408					
3.520(80)	7.080(100)	3.130(100)	3.490(90)	3.153(90)	Агриньерит	25- 630					
3.530(50)	6.560(100)	3.120(70)	4.250(30)	3.250(30)	Карнотит	8- 317					
3.520(40)	6.230(100)	3.140(80)	3.960(70)	3.060(50)	Кюрит	14- 267					
3.540(70)	6.010(100)	3.400(90)	2.910(70)	1.908(60)	Болтвудит	29-1026					
3.570(100)	5.080(60)	8.780(100)	4.300(60)	3.010(60)	Метакирхеймерит	12- 586					
3.580(90)	5.060(80)	10.200(100)	3.350(50)	6.800(40)	Новачекит	8- 286					
3.590(90)	5.040(80)	10.700(100)	3.390(70)	1.930(60)	Цейнерит	4- 90					
3.570(100)	5.020(80)	10.000(100)	1.588(50)	3.350(40)	Новачекит	17- 148					
3.550(100)	4.720(85)	2.680(75)	1.834(65)	2.842(45)	Торит	11- 419					
3.500(20)	4.160(100)	3.740(60)	3.130(60)	4.500(20)	Кобейт	11- 259					
3.500(30)	3.590(100)	8.660(70)	2.980(60)	5.090(40)	Металодевит	25-1239					
3.590(50)	3.530(100)	11.100(80)	5.550(50)	1.603(40)	Калерит	17- 145					
3.560(100)	3.480(100)	7.140(90)	3.130(90)	2.620(80)	Ришетит	25- 467					
3.560(40)	3.450(100)	7.100(95)	3.100(65)	9.630(35)	Никельциппейт	29- 944					
3.530(100)	3.350(80)	10.000(100)	5.090(70)	1.600(70)	Хейнрихит	29- 210					
3.590(90)	3.340(80)	8.850(100)	5.100(70)	5.570(60)	Метаураноспинит	8- 319					
3.570(100)	3.310(90)	8.650(100)	5.530(80)	3.000(50)	»	18- 309					
3.590(100)	3.240(80)	7.370(100)	3.520(60)	3.170(50)	Скупит	29-1376					
3.540(100)	3.220(70)	10.900(100)	5.490(60)	5.030(40)	Новачекит	17- 147					
3.530(80)	3.210(80)	6.360(100)	4.220(60)	3.140(60)	Карнотит	11- 338					
3.550(80)	3.200(80)	7.480(100)	3.140(60)	3.730(40)	Беккерелит	12- 176					
3.530(80)	3.190(80)	7.400(100)	3.700(60)	3.580(60)	Компреньясит	17- 167					
3.580(50)	3.180(50)	7.200(100)	3.550(18)	3.140(12)	Фурмарьерит	13- 116					
3.500(70)	3.180(100)	7.530(80)	3.760(50)	2.039(50)	Бильетит	29- 208					
3.500(100)	3.140(100)	7.120(100)	3.120(100)	3.570(90)	Рамоит	25- 631					
3.590(45)	3.120(30)	7.210(100)	3.470(20)	1.963(12)	Кобальтциппейт	29- 520					

d I	d I	d I	d I	d I	Минерал	РГД №
3.590(45)	3.120(30)	7.210(100)	1.963(12)	2.491(11)	Никельциппеит	29-1434
3.520(70)	3.120(50)	7.080(100)	3.560(35)	3.480(20)	Масюйит	13- 408
3.500(90)	3.120(80)	7.060(100)	2.870(40)	2.650(40)	Циппеит	29-1062
3.510(25)	3.090(100)	2.870(70)	3.300(50)	4.170(25)	Монашит	11- 556
3.510(40)	3.090(100)	3.470(80)	6.390(80)	3.130(60)	Велсендорфит	12- 159
3.530(45)	2.920(100)	2.710(65)	2.627(40)	2.182(35)	Ортит	25- 169
3.520(60)	2.920(100)	3.060(80)	4.210(60)	3.240(60)	Казолит	29- 788
3.500(40)	2.900(100)	1.880(60)	4.650(40)	2.160(40)	Коффинит—(Y)	17- 460
3.500(80)	2.670(80)	2.960(100)	1.630(60)	4.620(50)	Ортит прокаленный	9- 474
3.570(90)	2.140(60)	8.520(100)	4.290(50)	2.530(50)	Метановачекит	17- 152
3.590(100)	1.610(70)	8.860(100)	2.540(60)	2.280(60)	Метакалерит	17- 151
3,490—3,400						
3.490(90)	14.620(100)	7.620(100)	5.030(80)	3.590(60)	Арсеноураношпатит	31- 586
3.490(40)	10.700(100)	2.950(50)	2.620(30)	3.870(20)	Рауит	8- 288
3.470(40)	10.400(100)	3.080(80)	5.170(70)	3.400(50)	Фуралумит	33- 38
3.400(50)	10.400(100)	3.080(80)	5.170(70)	3.470(40)	»	33- 38
3.470(10)	10.300(100)	5.190(30)	3.280(10)	7.600(5)	Виартит—(20 Å)	12- 635
3.410(90)	10.000(80)	3.620(100)	5.210(80)	4.970(80)	Ураносиннит	29- 390
3.470(80)	9.690(100)	4.860(90)	2.188(60)	4.390(40)	Сабугалит	5- 107
3.490(50)	8.920(100)	3.730(65)	3.250(55)	4.930(50)	Метаанколеит	19-1008
3.480(80)	8.710(100)	3.680(100)	3.230(80)	5.440(75)	Метаторбернит	16- 404
3.460(100)	8.590(60)	4.890(100)	2.200(60)	4.250(30)	Бассетит	7- 288
3.470(20)	8.460(100)	4.220(20)	3.560(10)	3.000(10)	Виартит—(17 Å)	12- 636
3.430(80)	8.400(100)	4.180(80)	3.170(70)	4.240(60)	Юпалит	33- 37
3.440(60)	7.780(100)	3.880(100)	3.080(100)	2.976(80)	Бергенит	20- 154
3.410(80)	7.730(100)	6.160(90)	3.870(70)	3.130(70)	Йоганнит	17- 530
3.420(70)	7.720(100)	3.850(100)	8.410(80)	3.130(80)	Арсеноуранилит	14- 268
3.490(45)	7.340(100)	3.660(55)	3.150(35)	2.858(15)	Натриевый циппеит	29-1285
3.440(25)	7.280(100)	5.080(70)	3.660(15)	3.510(12)	Скупит	13- 407
3.470(20)	7.210(100)	3.590(45)	3.120(30)	1.963(12)	Кобальтциппеит	29- 520
3.480(100)	7.140(90)	3.560(100)	3.130(90)	2.620(80)	Ришетит	25- 467
3.450(100)	7.100(95)	3.100(65)	3.560(40)	9.630(35)	Никельциппеит	29- 944
3.490(90)	7.080(100)	3.130(100)	3.153(90)	3.520(80)	Агриньерит	25- 630
3.480(20)	7.080(100)	3.520(70)	3.120(50)	3.560(35)	Масюйит	13- 408
3.440(35)	7.080(100)	3.540(50)	9.620(35)	3.100(25)	Цинкциппеит	29-1395
3.489(70)	6.965(100)	3.600(70)	3.344(70)	3.231(50)	Маргаритазит	-
3.490(80)	6.710(100)	2.920(100)	4.700(80)	3.370(80)	Натриевый болтвудит	29-1044
3.470(80)	6.390(80)	3.090(100)	3.130(60)	3.510(40)	Велсендорфит	12- 159
3.490(18)	5.880(100)	3.390(30)	3.400(20)	4.230(12)	Студтит	16- 206
3.400(20)	5.880(100)	3.390(30)	3.490(18)	4.230(12)	»	16- 206
3.450(80)	5.550(100)	7.740(90)	6.880(80)	3.230(80)	Рубоит	25- 318
3.406(100)	5.151(85)	3.434(32)	2.488(27)	2.857(26)	UO ₂ (OH) ₂ (альфа)	25-1116
3.450(80)	5.110(100)	3.430(100)	2.857(60)	2.487(60)	UO ₃ ·0,8H ₂ O	10- 309
3.480(100)	4.640(95)	2.640(95)	1.803(70)	2.789(45)	Коффинит	11- 420
3.480(70)	4.270(100)	3.000(85)	2.950(85)	6.140(55)	Дюмонтит	12- 158
3.440(50)	4.170(100)	1.310(60)	1.300(60)	2.580(50)	Могуранит прокаленный	29-1371
3.490(80)	3.580(100)	7.200(80)	3.110(60)	2.740(30)	Магнийевый циппеит	29- 876
3.400(90)	3.540(70)	6.010(100)	2.910(70)	1.908(60)	Болтвудит	29-1026
3.430(100)	3.450(80)	5.110(100)	2.857(60)	2.487(60)	UO ₃ ·0,8H ₂ O	10- 309
3.434(32)	3.406(100)	5.151(85)	2.488(27)	2.857(26)	UO ₂ (OH) ₂ (альфа)	25-1116
3.474(80)	3.366(60)	9.430(100)	2.197(60)	5.350(50)	Тригголит	33- 39
3.440(100)	3.350(100)	4.740(95)	6.040(35)	3.020(35)	Браннерит	12- 477
3.410(65)	3.280(100)	3.250(100)	4.230(65)	3.160(45)	Парсонсит	12- 259
3.420(90)	3.180(80)	8.090(100)	4.100(50)	1.882(40)	Жолиотит	29-1378
3.470(60)	3.160(100)	1.830(80)	3.870(70)	5.250(60)	Ураноферит	8- 321
3.480(90)	3.130(90)	7.020(100)	1.960(60)	1.750(50)	Циппеит	8- 138
3.430(50)	3.090(90)	1.680(60)	1.280(60)	1.990(40)	Метакальциоураноит	25-1451
3.490(50)	3.070(100)	3.260(90)	2.860(90)	4.140(75)	Чералит	8- 316
3.490(90)	3.000(80)	3.160(100)	3.088(70)	3.385(60)	Моктезумит	18- 707
3.450(20)	2.980(100)	3.050(70)	3.130(40)	5.540(20)	Ниобозиннит	29- 311
3.420(70)	2.850(60)	2.900(100)	3.070(50)	2.248(50)	Давидит прокаленный	13- 505
3.400(100)	2.840(90)	1.740(60)	4.410(50)	1.696(50)	Галлимондит	16- 706
3.480(80)	2.810(80)	2.840(100)	1.858(80)	4.120(60)	Бритолит прокаленный	17- 724
3.450(100)	2.560(50)	1.770(50)	4.550(25)	2.150(25)	Ксенотим	11- 254
3.440(100)	2.560(60)	1.760(45)	4.540(25)	2.145(25)	»	9- 377
3.410(70)	1.980(60)	3.090(100)	1.948(60)	1.908(60)	Бауранит	25-1469
3.420(100)	1.903(80)	2.460(70)	2.276(70)	3.320(60)	Браннерит прокаленный	8- 2
3.460(75)	1.730(40)	3.090(100)	6.910(35)	1.913(80)	Велсендорфит	29- 786
3.450(50)	1.680(100)	3.220(80)	2.480(60)	1.042(60)	Давидит прокаленный	8- 305

d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	Минерал	РПД №
3,390—3,320											
3.390	(70)	10.700	(100)	3.590	(90)	5.640	(80)	1.930	(60)	Цейнерит	4- 90
3.350	(50)	10.200	(100)	3.580	(90)	5.060	(80)	6.800	(40)	Новачекит	8- 286
3.350	(80)	10.000	(100)	3.530	(100)	5.090	(70)	1.600	(70)	Хейнрихит	29- 210
3.350	(40)	10.000	(100)	3.570	(100)	5.020	(80)	1.588	(50)	Новачекит	17- 148
3.366	(60)	9.430	(100)	3.474	(80)	2.197	(60)	5.350	(50)	Тридгодит	33- 39
3.340	(30)	9.300	(100)	4.620	(45)	4.470	(40)	3.037	(30)	Хейвинит	13- 118
3.340	(80)	9.100	(100)	3.830	(85)	3.590	(75)	5.640	(70)	Абернатиит	16- 386
3.340	(80)	8.850	(100)	3.590	(90)	5.100	(70)	5.570	(60)	Метаураноспинит	8- 319
3.350	(78)	8.420	(100)	5.600	(100)	16.800	(70)	2.791	(45)	Умохоит, 17 Å	12- 778
3.390	(50)	8.050	(100)	3.100	(80)	3.090	(80)	2.878	(70)	Фуркалит	29- 391
3.350	(60)	7.630	(100)	3.810	(80)	3.240	(80)	3.590	(60)	Янтинит	12- 272
3.344	(70)	6.965	(100)	3.600	(70)	3.489	(70)	3.231	(50)	Маргаритазит	-
3.370	(80)	6.710	(100)	2.920	(100)	4.700	(80)	3.490	(80)	Натриевый болтвудит	29-1044
3.340	(90)	5.770	(80)	3.170	(100)	1.970	(80)	1.860	(60)	Кларкит	8- 315
3.320	(55)	5.300	(45)	3.380	(100)	2.640	(80)	2.000	(25)	Эканит	25- 677
3.380	(80)	5.280	(100)	3.310	(100)	2.640	(100)	7.360	(80)	Иракиит	29- 995
3.350	(100)	4.740	(95)	3.440	(100)	6.040	(35)	3.020	(35)	Браннерит	12- 477
3.320	(100)	4.480	(90)	6.140	(80)	2.690	(70)	2.470	(60)	Солдит	12- 180
3.340	(70)	4.160	(100)	2.340	(100)	3.190	(80)	1.911	(50)	Виденманит	27- 281
3.320	(60)	3.420	(100)	1.903	(80)	2.460	(70)	2.276	(70)	Браннерит прокаленный	8- 2
3.390	(30)	3.400	(20)	5.880	(100)	3.490	(18)	4.230	(12)	Студтит	16- 206
3.380	(100)	3.320	(55)	5.300	(45)	2.640	(40)	2.000	(25)	Эканит	25- 677
3.380	(60)	3.290	(100)	1.700	(80)	1.999	(60)	2.980	(50)	Умбозерит прокаленный	26-1384
3.370	(90)	3.190	(100)	11.000	(70)	3.060	(90)	5.530	(80)	Селовит	18-1425
3.385	(60)	3.160	(100)	3.490	(90)	3.000	(80)	3.038	(70)	Моктезумит	18- 707
3.380	(80)	3.120	(70)	4.780	(100)	2.620	(70)	2.030	(70)	Дерриксит	25- 319
3.380	(100)	3.030	(100)	4.570	(70)	1.832	(90)	1.160	(90)	Хейвинит	17- 462
3.380	(60)	3.020	(100)	2.810	(80)	2.130	(80)	4.330	(60)	Нингиоит	12- 273
3.340	(60)	2.970	(100)	5.420	(80)	5.890	(60)	5.140	(45)	Демесмэкерит	18- 692
3.320	(30)	2.940	(100)	4.470	(85)	2.650	(40)	6.400	(35)	Маккельвинит	18- 901
3,310—3,250											
3.300	(20)	11.100	(100)	5.560	(40)	5.640	(18)	4.590	(14)	Кокониоит	25- 16
3.290	(80)	11.100	(100)	3.740	(80)	2.938	(70)	4.620	(60)	Ксиангджингит	29-1401
3.280	(10)	10.300	(100)	5.190	(30)	3.470	(10)	7.600	(5)	Виартит—(20 Å)	12- 635
3.270	(90)	9.090	(100)	3.780	(100)	3.510	(80)	5.530	(70)	Метаанколит	29-1061
3.260	(90)	9.020	(100)	3.800	(100)	2.760	(80)	2.160	(80)	Урамфит	29- 121
3.250	(55)	8.920	(100)	3.730	(65)	4.930	(50)	3.490	(50)	Метаанколит	19-1008
3.300	(80)	8.860	(100)	3.730	(100)	5.570	(80)	3.570	(70)	Метацейнерит	17- 146
3.310	(90)	8.650	(100)	3.570	(100)	5.530	(80)	3.000	(50)	Метаураноспинит	18- 309
3.300	(80)	8.590	(100)	3.790	(90)	5.500	(70)	4.350	(70)	Трэгерит	8- 326
3.270	(70)	8.420	(100)	4.190	(80)	3.520	(60)	3.000	(60)	Склововскит	29- 875
3.270	(80)	8.420	(100)	3.630	(90)	5.440	(70)	3.550	(70)	Натриевый ураноспинит	8- 446
3.290	(40)	8.160	(100)	4.820	(90)	6.060	(70)	3.530	(70)	Купросклововскит	19- 413
3.280	(60)	7.910	(100)	7.320	(90)	3.560	(40)	5.810	(30)	UO ₃ ·H ₂ O, неназванный	15- 569
3.290	(40)	7.810	(100)	3.760	(70)	3.890	(60)	2.150	(40)	Неназванный—(Ga)	15- 609
3.300	(70)	7.110	(100)	5.570	(90)	8.980	(80)	3.550	(70)	Уиксит	12- 462
3.250	(30)	6.560	(100)	3.120	(70)	3.530	(50)	4.250	(30)	Карнитит	8- 317
3.260	(60)	6.510	(100)	4.220	(80)	3.050	(60)	5.190	(40)	Метатюямунит	6- 287
3.302	(25)	5.970	(100)	2.890	(40)	3.226	(25)	3.181	(25)	Моурит	24-1359
3.250	(100)	4.230	(65)	3.280	(100)	3.410	(65)	3.160	(45)	Парсонсит	12- 259
3.310	(60)	3.500	(100)	9.790	(90)	5.000	(80)	4.480	(60)	Салеит	29- 874
3.280	(100)	3.250	(100)	4.230	(65)	3.410	(65)	3.160	(45)	Парсонсит	12- 259
3.300	(50)	3.090	(100)	2.870	(70)	4.170	(25)	3.510	(25)	Монацит	11- 556
3.250	(50)	3.050	(50)	3.110	(100)	9.900	(40)	2.720	(40)	Вальпургит	8- 324
3.250	(100)	3.000	(100)	7.770	(100)	4.130	(90)	6.520	(80)	Фришшеит	23-1249
3.260	(90)	2.860	(90)	3.070	(100)	4.140	(75)	3.490	(50)	Чералит	8- 316
3.280	(100)	2.840	(78)	2.010	(23)	4.020	(18)	2.788	(17)	Клиффордит	24-1209
3.270	(100)	2.840	(80)	2.010	(30)	2.755	(70)	1.712	(70)	»	25- 999
3.310	(100)	2.640	(100)	5.280	(100)	7.360	(80)	3.380	(80)	Иракиит	29- 995
3.250	(100)	1.920	(90)	6.200	(100)	2.950	(30)	2.190	(80)	Псевдоотенит	18-1084
3.290	(100)	1.700	(80)	3.380	(60)	1.999	(60)	2.980	(50)	Умбозерит прокаленный	26-1384
3,240—3,200											
3.220	(50)	14.100	(25)	7.100	(100)	3.180	(25)	4.740	(20)	Умохоит, 14 Å	11- 375
3.230	(80)	12.000	(100)	5.980	(90)	3.980	(80)	3.180	(80)	Вануралит	23- 769
3.220	(70)	10.900	(100)	3.540	(100)	5.490	(60)	5.030	(40)	Новачекит	17- 147

d I	d I	d I	d I	d I	Минерал	РПД №
3.200(50)	10.200(100)	5.020(90)	2.040(40)	6.620(30)	Тюямунит	6- 17
3.240(80)	9.920(100)	4.170(90)	3.160(90)	4.090(80)	Метавануралит	23- 770
3.200(40)	9.160(100)	4.590(70)	4.430(60)	8.070(30)	Хейвинит	22- 160
3.230(60)	8.930(100)	3.730(80)	5.480(70)	1.658(50)	Метаураноциршит	17- 758
3.230(80)	8.710(100)	3.680(100)	3.480(80)	5.440(75)	Метаторбернит	16- 404
3.210(70)	8.550(100)	3.610(90)	5.390(70)	4.250(60)	Метаураноциршит II	17- 789
3.220(90)	8.230(100)	3.090(100)	2.900(90)	3.500(80)	Мартозит	25- 320
3.200(50)	7.680(100)	3.950(80)	4.080(60)	8.180(40)	Стрелкинит	27- 822
3.240(80)	7.630(100)	3.810(80)	3.590(60)	3.350(60)	Янтинит	12- 272
3.200(80)	7.480(100)	3.550(80)	3.140(60)	3.730(40)	Беккерелит	12- 176
3.240(80)	7.370(100)	3.590(100)	3.520(60)	3.170(50)	Скупит	29-1376
3.240(10)	7.350(100)	3.660(50)	2.446(10)	3.210(4)	»	13- 241
3.210(4)	7.350(100)	3.660(50)	3.240(10)	2.446(10)	»	13- 241
3.231(50)	6.965(100)	3.600(70)	3.344(70)	3.489(70)	Маргаритазит	-
3.210(80)	6.360(100)	3.530(80)	4.220(60)	3.140(60)	Карнотит	11- 338
3.226(25)	5.970(100)	2.890(40)	3.302(25)	3.181(25)	Моурит	24-1359
3.230(80)	5.550(100)	7.740(90)	6.880(80)	3.450(80)	Рубоит	25- 318
3.230(100)	5.290(30)	3.130(25)	6.400(19)	2.974(19)	Иригинит	29-1372
3.230(40)	4.610(100)	4.300(70)	3.920(30)	2.640(25)	Резерфордин	11- 263
3.210(80)	3.890(60)	7.800(100)	8.300(50)	1.990(50)	Калькурмолит	16- 145
3.200(35)	3.730(30)	7.440(100)	3.540(20)	2.566(10)	Беккерелит	13- 405
3.220(100)	3.700(80)	7.370(100)	3.610(80)	3.160(80)	UO ₂ (OH) ₂	28-1415
3.230(70)	3.670(100)	2.680(80)	1.570(80)	1.540(80)	Натриевый метаотенит	29-1283
3.220(50)	3.590(40)	7.350(100)	3.160(30)	3.670(25)	UO ₃ ·2H ₂ O (бета)	18-1436
3.210(80)	3.550(40)	7.490(100)	3.740(35)	3.160(30)	Беккерелит	29- 389
3.200(50)	3.150(40)	4.130(100)	12.200(30)	6.180(30)	Умохоит, 12 Å	12- 693
3.240(100)	3.060(100)	1.970(100)	1.910(80)	1.706(80)	Фергусонит, бета-(Ce)	29- 402
3.230(30)	2.980(100)	2.920(90)	3.130(40)	1.561(30)	Самарскит прокаленный	10- 398
3.240(60)	2.920(100)	3.060(80)	4.210(60)	3.520(60)	Казолит	29- 788
3.210(100)	2.620(55)	6.350(100)	4.280(50)	5.250(45)	Иригинит	18-1426
3.210(100)	2.510(80)	4.020(100)	1.697(40)	1.850(30)	Петчикит прокаленный	29-1426
3.200(100)	2.500(80)	4.050(60)	1.830(50)	1.710(30)	Бетафит прокаленный	18-1154
3.220(80)	2.480(60)	1.680(100)	1.042(60)	3.450(50)	Давидит прокаленный	8- 305
3.230(100)	2.110(80)	5.000(100)	1.970(80)	2.050(50)	Вануралит	19-1417
3.210(100)	1.970(100)	1.650(100)	1.120(80)	1.044(80)	Кальциоураноит прокаленный	26-1003
3.230(100)	1.690(64)	1.980(58)	2.800(35)	1.284(26)	Торианит	4- 556
3,190—3,150						
3.180(80)	12.000(100)	5.980(90)	3.980(80)	3.230(80)	Вануралит	23- 769
3.190(100)	11.000(90)	3.370(90)	3.060(90)	5.530(80)	Седовит	18-1425
3.160(90)	9.920(100)	4.170(90)	4.090(80)	3.240(80)	Метавануралит	23- 770
3.197(60)	9.820(100)	4.910(80)	3.740(60)	3.179(60)	Сенжьерит	8- 398
3.179(60)	9.820(100)	4.910(80)	3.740(60)	3.197(60)	»	8- 398
3.180(40)	9.260(100)	4.530(80)	4.410(50)	7.090(30)	Хейвинит	12- 721
3.170(70)	8.400(100)	4.180(80)	3.430(80)	4.240(60)	Юпалит	33- 37
3.180(80)	8.090(100)	3.420(90)	4.100(50)	1.882(40)	Жолиотит	29-1378
3.190(50)	7.830(100)	3.900(90)	3.510(60)	2.590(50)	Бетауранофан	8- 301
3.180(100)	7.530(80)	3.500(70)	3.760(50)	2.039(50)	Бильетит	29- 208
3.160(30)	7.490(100)	3.210(80)	3.550(40)	3.740(35)	Беккерелит	29- 389
3.190(80)	7.400(100)	3.530(80)	3.700(60)	3.580(60)	Компреньясит	17- 167
3.170(50)	7.370(100)	3.590(100)	3.240(80)	3.520(60)	Скупит	29-1376
3.160(80)	7.370(100)	3.220(100)	3.700(80)	3.610(80)	UO ₂ (OH) ₂	28-1415
3.160(30)	7.350(100)	3.220(50)	3.590(40)	3.670(25)	UO ₃ ·2H ₂ O (бета)	18-1436
3.150(35)	7.340(100)	3.660(55)	3.490(45)	2.858(15)	Натриевый циппеит	29-1285
3.170(75)	7.250(100)	3.610(100)	1.985(40)	3.530(25)	Вандендрисшеит	13- 117
3.180(50)	7.200(100)	3.580(50)	3.550(18)	3.140(12)	Фурмарьерит	13- 116
3.180(25)	7.100(100)	3.220(50)	14.100(25)	4.740(20)	Умохоит, 14 Å	11- 375
3.153(90)	7.080(100)	3.130(100)	3.490(90)	3.520(80)	Агриньерит	25- 630
3.181(25)	5.970(100)	2.890(40)	3.302(25)	3.226(25)	Моурит	24-1359
3.190(80)	4.160(100)	2.340(100)	3.340(70)	1.911(50)	Виденманит	27- 281
3.150(40)	4.130(100)	3.200(50)	12.200(30)	6.180(30)	Умохоит, 12 Å	12- 693
3.180(100)	4.010(80)	2.490(40)	1.838(30)	1.692(20)	Лиандратит прокаленный	29-1435
3.170(80)	3.680(100)	5.350(90)	3.100(90)	4.730(80)	Шмиттерит	25-1001
3.160(100)	3.490(90)	3.000(80)	3.088(70)	3.385(60)	Моктезумит	18- 707
3.170(100)	3.340(90)	5.770(80)	1.970(80)	1.860(60)	Кларкит	8- 315
3.160(45)	3.280(100)	3.250(100)	4.230(65)	3.410(65)	Парсонсит	12- 259
3.160(100)	3.090(100)	2.880(100)	7.960(80)	5.860(80)	Фосфоуранилит	19- 898
3.153(80)	3.070(100)	3.670(90)	4.390(80)	2.858(80)	Ренардит	11- 215

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
3.150	(50)	2.980	(100)	1.700	(90)	1.490	(70)	1.550	(50)	Иттропироклор прокаленный	25-1015
3.160	(60)	2.890	(100)	2.860	(80)	2.790	(60)	3.990	(40)	Бритолит, (La)	13- 106
3.170	(70)	2.790	(70)	2.900	(100)	2.009	(70)	1.913	(70)	Беловит	17- 519
3.150	(100)	1.930	(49)	2.740	(48)	1.649	(47)	1.255	(18)	Уранинит (UO ₂)	5- 550
3.160	(100)	1.830	(80)	3.870	(70)	5.250	(60)	3.470	(60)	Ураносферит	8- 321
3.170	(100)	1.730	(85)	1.700	(85)	1.632	(40)	2.720	(30)	Торутит прокаленный	14- 327
3,140—3,100											
3.130	(80)	7.970	(100)	3.990	(90)	5.830	(80)	3.090	(80)	Ренардит	8- 328
3.130	(70)	7.730	(100)	6.160	(90)	3.410	(80)	3.870	(70)	Йоганнит	17- 530
3.130	(80)	7.720	(100)	3.850	(100)	8.410	(80)	3.420	(70)	Арсеноуранийит	14- 268
3.140	(60)	7.480	(100)	3.550	(80)	3.200	(80)	3.730	(40)	Беккерелит	12- 176
3.120	(30)	7.210	(100)	3.590	(45)	3.470	(20)	1.963	(12)	Кобальтциппеит	29- 520
3.120	(30)	7.210	(100)	3.590	(45)	1.963	(12)	2.491	(11)	Никельциппеит	29-1434
3.140	(12)	7.200	(100)	3.580	(50)	3.180	(50)	3.550	(18)	Фурмарьерит	13- 116
3.140	(100)	7.120	(100)	3.500	(100)	3.120	(100)	3.570	(90)	Рамоит	25- 631
3.120	(100)	7.120	(100)	3.500	(100)	3.140	(100)	3.570	(90)	Рамоит	25- 631
3.120	(50)	7.080	(100)	3.520	(70)	3.560	(35)	3.480	(20)	Масюйит	13- 400
3.100	(25)	7.080	(100)	3.540	(50)	9.620	(35)	3.440	(35)	Цинкциппеит	29-1395
3.120	(80)	7.060	(100)	3.500	(90)	2.870	(40)	2.650	(40)	Циппеит	29-1062
3.130	(90)	7.020	(100)	3.480	(90)	1.960	(60)	1.750	(50)	»	8- 138
3.130	(60)	6.810	(100)	8.680	(90)	5.400	(90)	4.550	(60)	Либигит	11- 296
3.140	(60)	6.360	(100)	3.530	(80)	3.210	(80)	4.220	(60)	Карнотит	11- 338
3.120	(70)	4.780	(100)	3.380	(80)	2.620	(70)	2.030	(70)	Дерриксит	25- 319
3.133	(80)	4.700	(50)	9.000	(100)	2.978	(40)	1.850	(40)	Ренанкулит	33- 972
3.130	(60)	4.160	(100)	3.740	(60)	4.500	(20)	3.500	(20)	Кобсит	11- 259
3.140	(80)	3.960	(70)	6.230	(100)	3.060	(50)	3.520	(40)	Кюрит	14- 267
3.143	(12)	3.868	(100)	4.969	(48)	2.601	(23)	1.927	(14)	UO ₂ (OH) ₂ (бета)	24-1160
3.100	(90)	3.680	(100)	5.350	(90)	4.730	(80)	3.170	(80)	Шмиттерит	25-1001
3.110	(60)	3.580	(100)	7.200	(80)	3.480	(80)	2.740	(30)	Магний-циппеит	29- 876
3.130	(90)	3.560	(100)	3.480	(100)	7.140	(90)	2.620	(80)	Ришетит	25- 467
3.120	(70)	3.530	(50)	6.560	(100)	4.250	(30)	3.250	(30)	Карнотит	8- 317
3.130	(100)	3.490	(90)	7.080	(100)	3.153	(90)	3.520	(80)	Агриньерит	25- 630
3.100	(65)	3.450	(100)	7.100	(95)	3.560	(40)	9.630	(35)	Никельциппеит	29- 944
3.110	(100)	3.250	(50)	3.050	(50)	9.900	(40)	2.720	(40)	Вальпургит	8- 324
3.130	(25)	3.230	(100)	5.290	(30)	6.400	(19)	2.974	(19)	Иригинит	29-1372
3.130	(60)	3.090	(100)	3.470	(80)	6.390	(80)	3.510	(40)	Велсендорфит	12- 159
3.100	(80)	3.090	(80)	8.050	(100)	2.878	(70)	3.390	(50)	Фуркалит	29- 391
3.130	(40)	2.980	(100)	3.050	(70)	5.540	(20)	3.450	(20)	Ниобозинит	29- 311
3.130	(40)	2.980	(100)	2.920	(90)	3.230	(30)	1.561	(30)	Самарскит прокаленный	10- 398
3.110	(35)	2.980	(100)	3.020	(80)	2.698	(30)	5.480	(25)	Эшинит	15- 864
3.120	(100)	2.960	(90)	1.900	(50)	2.740	(40)	1.855	(30)	Фергусонит прокаленный	9- 443
3.120	(100)	2.960	(95)	1.900	(75)	1.856	(65)	2.734	(50)	Фергусонит, бета	23-1486
3.100	(60)	2.960	(100)	1.560	(80)	1.820	(70)	2.581	(50)	Писекит прокаленный	25- 702
3.130	(100)	2.930	(90)	1.900	(70)	1.641	(70)	1.567	(70)	Форманит прокаленный	26-1478
3.120	(100)	2.870	(70)	2.670	(30)	2.280	(10)	2.150	(10)	Тантэксенит прокаленный	8- 293
3.130	(80)	2.810	(100)	2.750	(90)	2.730	(80)	3.090	(50)	Бритолит, (Y)	21- 173
3.140	(100)	2.723	(30)	1.918	(25)	2.696	(20)	1.926	(20)	Неизвестный U ₃ O ₇	15- 4
3.140	(100)	2.720	(30)	1.920	(25)	2.696	(20)	1.926	(20)	Уранинит (U ₃ O ₇)	15- 4
3.140	(100)	1.924	(50)	1.641	(50)	2.721	(45)	1.248	(30)	Уранинит (U ₄ O ₉)	20-1344
3.120	(90)	1.920	(90)	1.640	(100)	1.247	(80)	1.215	(80)	Уранинит (UO _{2,25})	9- 206
3.120	(100)	1.910	(51)	1.630	(44)	2.706	(29)	1.241	(15)	Церианит	4- 593
3,090—3,050											
3.080	(80)	10.300	(100)	7.960	(90)	2.870	(80)	5.880	(60)	Кивуит	13- 419
3.090	(80)	8.050	(100)	3.100	(80)	2.878	(70)	3.390	(50)	Фуркалит	29- 391
3.090	(80)	7.970	(100)	3.990	(90)	5.830	(80)	3.130	(80)	Ренардит	8- 328
3.080	(100)	7.780	(100)	3.880	(100)	2.976	(80)	3.440	(60)	Бергенит	20- 154
3.050	(60)	6.510	(100)	4.220	(80)	3.260	(60)	5.190	(40)	Метатюмунит	6- 287
3.060	(50)	6.230	(100)	3.140	(80)	3.960	(70)	3.520	(40)	Кюрит	14- 267
3.080	(80)	5.760	(100)	8.090	(80)	3.650	(70)	2.860	(70)	Гримселит	25- 679
3.080	(80)	5.170	(70)	10.400	(100)	3.400	(50)	3.470	(40)	Фуралумит	33- 38
3.060	(80)	4.210	(60)	2.920	(100)	3.520	(60)	3.240	(60)	Казолит	29- 788
3.070	(100)	3.670	(90)	4.390	(80)	3.153	(80)	2.858	(80)	Ренардит	11- 215
3.090	(100)	3.470	(80)	6.390	(80)	3.130	(60)	3.510	(40)	Велсендорфит	12- 159
3.090	(100)	3.460	(75)	1.730	(40)	6.910	(35)	1.913	(80)	»	29- 786

d I	d I	d I	d I	d I	Минерал	РИД №
3.090(100)	3.410(70)	1.980(60)	1.948(60)	1.908(60)	Баураноит	25-1469
3.070(100)	3.260(90)	2.860(90)	4.140(75)	3.490(50)	Чералит	8- 316
3.090(100)	3.220(90)	8.230(100)	2.900(90)	3.500(80)	Мартозит	25- 320
3.060(90)	3.190(100)	11.000(90)	3.370(90)	5.530(80)	Седовит	18-1425
3.088(70)	3.160(100)	3.490(90)	3.000(80)	3.385(60)	Моктезумит	18- 707
3.050(70)	3.130(40)	2.980(100)	5.540(20)	3.450(20)	Ниобозинит	29- 311
3.050(50)	3.110(100)	3.250(50)	9.900(40)	2.720(40)	Вальпургит	8- 324
3.090(25)	3.020(100)	2.950(100)	5.500(20)	2.970(20)	Эшинит прокаленный	18- 765
3.070(100)	2.920(100)	2.590(40)	1.840(40)	3.680(30)	Самарскит прокаленный	4- 617
3.070(50)	2.900(100)	3.420(70)	2.850(60)	2.248(50)	Давидит прокаленный	13- 505
3.090(100)	2.880(100)	3.160(100)	7.960(80)	5.860(80)	Фосфоуранилит	19- 898
3.090(100)	2.870(70)	3.300(50)	4.170(25)	3.510(25)	Монацит	11- 556
3.090(50)	2.810(100)	2.750(90)	2.730(30)	3.130(80)	Бритолит (Y)	21- 173
3.090(100)	2.690(50)	1.900(50)	1.620(40)	1.540(20)	Уранинит (UO ₂)	13- 225
3.070(100)	2.300(90)	4.990(100)	2.070(90)	4.590(80)	Хейвинг—(Mg ²⁺)	17- 463
3.060(100)	1.970(100)	3.240(100)	1.910(80)	1.706(80)	Фергусонит, бета—(Ce)	29- 402
3.080(80)	1.960(50)	2.860(100)	2.151(40)	1.738(40)	Монацит	29- 403
3.090(90)	1.680(60)	1.280(60)	3.430(50)	1.990(40)	Метакальциоураноит	25-1451
3,040—3,000						
3.037(30)	9.300(100)	4.620(45)	4.470(40)	3.340(30)	Хейвинг	13- 118
3.010(60)	8.780(100)	3.570(100)	5.080(60)	4.300(60)	Метакирххеймерит	12- 586
3.000(50)	8.650(100)	3.570(100)	3.310(90)	5.530(80)	Метаураноспинит	18- 309
3.000(10)	8.460(100)	4.220(20)	3.470(20)	3.560(10)	Виверит—(17 Å)	12- 636
3.000(60)	8.420(100)	4.190(80)	3.270(70)	3.520(60)	Скловоскит	29- 875
3.040(60)	8.390(100)	7.290(100)	3.550(80)	6.680(60)	Гийминит	18- 582
3.000(100)	7.770(100)	3.250(100)	4.130(90)	6.520(80)	Фришцеит	23-1249
3.000(100)	5.200(60)	8.400(100)	4.260(60)	2.126(60)	Франсвиллит	21- 381
3.030(100)	4.570(90)	3.380(100)	1.832(90)	1.160(90)	Хейвинг	17- 462
3.020(100)	4.400(80)	2.830(80)	2.150(80)	6.070(60)	Рабдофан	12- 277
3.010(100)	4.100(80)	8.190(100)	5.130(60)	4.220(60)	Кюриянит	22- 402
3.020(35)	3.440(100)	3.350(100)	4.740(95)	6.040(35)	Браннерит	12- 477
3.000(80)	3.160(100)	3.490(90)	3.088(70)	3.385(60)	Моктезумит	18- 707
3.020(80)	3.110(35)	2.980(100)	2.698(30)	5.480(25)	Эшинит	15- 864
3.020(100)	2.950(100)	3.090(25)	5.500(20)	2.970(20)	Эшинит прокаленный	18- 765
3.000(85)	2.950(85)	4.270(100)	3.480(70)	6.140(55)	Дюмонит	12- 158
3.020(80)	2.880(100)	2.840(80)	2.780(60)	2.960(55)	Имориит	29-1388
3.020(100)	2.810(80)	2.130(80)	4.330(60)	3.380(60)	Нингюит	12- 273
3.020(100)	1.860(90)	1.580(90)	1.077(80)	1.017(80)	Плюмбопирохлор	25- 453
3.030(80)	1.760(80)	2.760(100)	1.940(60)	1.840(60)	Бритолит	11- 459
3.010(100)	1.500(80)	1.740(70)	1.839(60)	1.782(60)	Эвксенит	14- 643
2,990—2,950						
2.978(40)	9.000(100)	3.133(80)	4.700(50)	1.850(40)	Ренанкулит	33- 972
2.970(80)	8.180(100)	4.090(90)	4.820(70)	6.100(60)	Купроскловоскит	8- 290
2.990(80)	7.880(100)	3.940(90)	2.910(80)	1.969(70)	Уранофан	8- 442
2.976(30)	7.780(100)	3.880(100)	3.080(100)	3.440(60)	Бергенит	20- 154
2.950(80)	6.200(100)	3.250(100)	1.920(90)	2.190(80)	Псевдоотенит	18-1084
2.970(100)	5.420(80)	5.890(60)	3.340(60)	5.140(45)	Демессэкерит	18- 692
2.990(60)	4.490(100)	3.930(60)	2.450(60)	11.000(40)	Шарпит	12- 164
2.970(80)	4.440(100)	5.260(90)	2.590(70)	2.030(60)	Ванденбрандеит	8- 325
2.950(85)	4.270(100)	3.000(85)	3.480(70)	6.140(55)	Дюмонит	12- 158
2.990(100)	4.070(90)	3.160(100)	4.230(70)	5.110(60)	Незаванный—(Pb)	15- 496
2.990(75)	3.670(30)	2.910(100)	1.574(30)	1.505(30)	Эшинит	20-1401
2.990(100)	3.660(40)	2.950(40)	2.600(30)	1.830(30)	Эвксенит прокаленный	9- 442
2.950(100)	3.650(50)	2.540(30)	2.510(30)	2.380(30)	Эшинит	33- 660
2.980(60)	3.590(100)	8.660(70)	5.090(40)	3.500(30)	Металлоевит	25-1239
2.960(100)	3.500(80)	2.670(80)	1.630(60)	4.620(50)	Ортит прокаленный	9- 474
2.950(50)	3.490(40)	10.700(100)	2.620(30)	3.870(20)	Раувит	8- 288
2.980(50)	3.290(100)	1.700(80)	3.380(60)	1.999(60)	Умбозерит прокаленный	26-1384
2.974(19)	3.230(100)	5.290(30)	3.130(25)	6.400(19)	Иригинит	29-1372
2.950(100)	3.090(25)	3.020(100)	5.500(20)	2.970(20)	Эшинит прокаленный	18- 765
2.980(100)	3.050(70)	3.130(40)	5.540(20)	3.450(20)	Ниобозинит	29- 311
2.980(100)	3.020(80)	3.110(35)	2.698(30)	5.480(25)	Эшинит	15- 864
2.970(20)	3.020(100)	2.950(100)	3.090(25)	5.500(20)	Эшинит прокаленный	18- 765
2.950(40)	2.990(100)	3.660(40)	2.600(30)	1.830(30)	Эвксенит прокаленный	9- 442

d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	Минерал	РПД №
2.980(100)	2.920(90)	3.130(40)	3.230(30)	1.561(30)						Самарскит прокаленный	10-398
2.950(55)	2.880(100)	2.840(80)	3.020(80)	2.780(60)						Ииморит	29-1388
2.960(90)	1.900(50)	3.120(100)	2.740(40)	1.855(30)						Фергусонит прокаленный	9-443
2.950(95)	1.900(75)	3.120(100)	1.856(65)	2.734(50)						Фергусонит, бета	23-1486
2.930(100)	1.820(40)	1.720(40)	3.660(30)	2.430(30)						Эвксенит прокаленный	5-603
2.970(100)	1.820(80)	1.560(80)	1.190(80)	1.150(80)						Самарскит прокаленный	2-690
2.960(100)	1.810(45)	1.550(40)	1.179(20)	1.482(15)						Бетафит прокаленный	13-197
2.950(100)	1.710(100)	1.450(100)	1.190(50)	1.100(50)						Самарскит	2-717
2.980(100)	1.700(90)	1.490(70)	3.150(50)	1.550(50)						Иттропироклор прокаленный	25-1015
2.960(100)	1.560(80)	1.820(70)	3.100(60)	2.581(50)						Писекит прокаленный	25-702
2,940—2,900											
2.938(70)	11.100(100)	3.740(80)	3.290(80)	4.620(60)						Ксиянджиянгит	29-1401
2.910(80)	8.760(100)	5.500(100)	7.310(90)	4.820(80)						Сварцит	4-111
2.900(90)	8.230(100)	3.090(100)	3.220(90)	3.500(80)						Мартозит	25-320
2.910(80)	7.880(100)	3.940(90)	2.990(80)	1.969(70)						Уранофан	8-442
2.910(70)	6.010(100)	3.400(90)	3.540(70)	1.908(60)						Болтвудит	29-1026
2.920(80)	5.060(40)	4.290(100)	2.090(30)	1.850(80)						Ванденбрандеит	4-340
2.920(100)	4.700(80)	6.710(100)	3.490(80)	3.370(80)						Натриевый болтвудит	29-1044
2.940(100)	4.600(70)	5.790(60)	1.701(50)	2.210(40)						Уванит	8-323
2.940(100)	4.470(85)	2.650(40)	6.400(35)	3.320(30)						Маккельвиит	18-901
2.900(100)	3.420(70)	2.850(60)	3.070(50)	2.248(50)						Давидит прокаленный	13-505
2.900(100)	3.170(70)	2.790(70)	2.009(70)	1.913(70)						Беловит	17-519
2.920(90)	3.130(40)	2.980(100)	3.230(30)	1.561(30)						Самарскит прокаленный	10-398
2.920(100)	3.060(80)	4.210(60)	3.520(60)	3.240(60)						Казолит	29-788
2.910(100)	2.990(75)	3.670(30)	1.574(30)	1.505(30)						Эшинит	20-1401
2.920(100)	2.710(65)	3.530(45)	2.627(40)	2.182(35)						Ортит	25-169
2.920(100)	2.590(40)	3.070(100)	1.840(40)	3.680(30)						Самарскит прокаленный	4-617
2.930(90)	1.900(70)	3.130(100)	1.641(70)	1.567(70)						Форманит прокаленный	26-1478
2.900(100)	1.880(60)	4.650(40)	3.500(40)	2.160(40)						Коффинит—(Y)	17-460
2.940(100)	1.710(90)	2.240(30)	1.484(70)	5.900(60)						Уванит	8-322
2,890—2,850											
2.870(80)	10.300(100)	7.960(90)	3.080(80)	5.880(60)						Кивуит	13-419
2.868(35)	10.200(100)	8.620(80)	4.310(50)	3.639(40)						Фурунгит	29-98
2.878(70)	8.050(100)	3.100(80)	3.090(80)	3.390(50)						Фуркалит	29-391
2.858(15)	7.340(100)	3.660(55)	3.490(45)	3.150(35)						Натриевый циппеит	29-1285
2.876(70)	7.260(100)	4.800(80)	8.480(70)	14.300(30)						Шрёкингерит	8-397
2.870(40)	7.060(100)	3.500(90)	3.120(80)	2.650(40)						Циппеит	29-1062
2.880(60)	6.970(100)	4.210(90)	5.440(60)	5.870(50)						Уранопилит	8-131
2.860(70)	5.760(100)	8.090(80)	3.080(80)	3.650(70)						Гримселит	25-679
2.857(60)	5.110(100)	3.430(100)	3.450(80)	2.487(60)						UO ₃ ·0,8H ₂ O	10-309
2.857(26)	3.406(100)	5.151(85)	3.434(32)	2.488(27)						UO ₂ (OH) ₂ (альфа)	25-1116
2.890(40)	3.302(25)	5.970(100)	3.226(25)	3.181(25)						Моурит	24-1359
2.870(70)	3.300(50)	3.090(100)	4.170(25)	3.510(25)						Монацит	11-556
2.880(100)	3.160(100)	3.090(100)	7.960(80)	5.860(80)						Фосфуранилит	19-898
2.860(80)	3.160(60)	2.890(100)	2.790(60)	3.990(40)						Бритолит (La)	13-106
2.860(100)	3.080(80)	1.960(50)	2.151(40)	1.738(40)						Монацит	29-403
2.860(90)	3.070(100)	3.260(90)	4.140(75)	3.490(50)						Чералит	8-316
2.858(80)	3.070(100)	3.670(90)	4.390(80)	3.153(80)						Ренардит	11-215
2.850(60)	2.900(100)	3.420(70)	3.070(50)	2.248(50)						Давидит прокаленный	13-505
2.890(100)	2.860(80)	3.160(60)	2.790(60)	3.990(40)						Бритолит (La)	13-106
2.890(100)	2.840(80)	3.020(30)	2.780(60)	2.960(55)						Ииморит	29-1388
2.870(70)	2.670(30)	3.120(100)	2.280(10)	2.150(10)						Тантэксенит прокаленный	8-293
2.860(80)	1.700(100)	1.690(100)	1.440(90)	2.230(80)						Давидит прокаленный	8-291
2,840—2,800											
2.842(45)	3.550(100)	4.720(95)	2.680(75)	1.834(65)						Торит	11-419
2.840(100)	3.480(80)	2.810(80)	1.858(80)	4.120(60)						Бритолит прокаленный	17-724
2.830(35)	3.230(100)	1.690(64)	1.980(58)	1.284(26)						Торанит	4-556
2.840(80)	3.020(80)	2.880(100)	2.780(60)	2.960(55)						Ииморит	29-1388
2.830(80)	3.020(100)	4.400(80)	2.150(80)	6.070(60)						Рабдофан	12-277
2.810(80)	2.840(100)	3.480(90)	1.858(80)	4.120(60)						Бритолит прокаленный	17-724
2.810(100)	2.750(90)	2.730(80)	3.130(80)	3.090(50)						Бритолит (Y)	21-173

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
2.810(80)	2.130(80)	3.020(100)	4.330(60)	3.380(60)						Нингиоит	12- 273
2.840(78)	2.010(23)	3.280(100)	4.020(18)	2.788(17)						Клиффордит	24-1209
2.840(80)	2.010(80)	3.270(100)	2.755(70)	1.712(70)						»	25- 999
2.840(90)	1.740(60)	3.400(100)	4.410(50)	1.696(50)						Галлимондит	16- 706
2,790—2,750											
2.760(80)	9.020(100)	3.800(100)	3.260(90)	2.160(80)						Урамфит	29- 121
2.791(45)	8.420(100)	5.600(100)	3.350(78)	16.800(70)						Умохоит, 17 Å	12- 778
2.789(45)	3.480(100)	4.640(95)	2.640(95)	1.803(70)						Коффинит	11- 420
2.788(17)	3.280(100)	2.840(78)	2.010(23)	4.020(18)						Клиффордит	24-1209
2.755(70)	3.270(100)	2.840(80)	2.010(80)	1.712(70)						»	25- 999
2.760(100)	3.030(80)	1.760(80)	1.940(60)	1.840(60)						Бритолит	11- 459
2.790(70)	2.900(100)	3.170(70)	2.009(70)	1.913(70)						Беловит	17- 519
2.790(60)	2.890(100)	2.860(80)	3.160(60)	3.990(40)						Бритолит, (La)	13- 106
2.780(60)	2.880(100)	2.840(80)	3.020(80)	2.960(55)						Ииморит	29-1388
2.750(90)	2.730(80)	2.810(100)	3.130(80)	3.090(50)						Бритолит, (Y)	21- 173
2,740—2,700											
2.718(14)	8.170(100)	4.000(55)	4.140(30)	3.510(14)						Метаотенит	14- 75
2.740(30)	3.580(100)	7.200(80)	3.480(80)	3.110(60)						Магний-циппеит	29- 876
2.710(55)	3.530(45)	2.920(100)	2.627(40)	2.182(35)						Ортит	25- 169
2.720(30)	3.170(100)	1.730(95)	1.700(85)	1.632(40)						Торутит прокаленный	14- 327
2.740(48)	3.160(100)	1.930(49)	1.649(47)	1.255(18)						Уранинит (UO ₂)	5- 550
2.721(45)	3.140(100)	1.924(50)	1.641(50)	1.248(30)						Уранинит (U ₄ O ₉)	20-1344
2.740(40)	3.120(100)	2.960(90)	1.900(50)	1.855(30)						Фергусонит прокаленный	9- 443
2.734(50)	3.120(100)	2.960(95)	1.900(75)	1.856(65)						Фергусонит, бета	23-1486
2.706(29)	3.120(100)	1.910(51)	1.630(44)	1.241(15)						Церианит	4- 593
2.720(40)	3.110(100)	3.250(50)	3.050(50)	9.900(40)						Вальпургит	8- 324
2.730(80)	2.810(100)	2.750(90)	3.130(80)	3.090(50)						Бритолит (Y)	21- 173
2.720(30)	1.920(25)	3.140(100)	2.696(20)	1.926(20)						Уранинит (U ₃ O ₇)	15- 4
2.723(30)	1.918(25)	3.140(100)	2.696(20)	1.926(20)						Неизвестный U ₃ O ₇	15- 4
2,690—2,650											
2.690(50)	7.660(100)	13.100(90)	3.830(60)	2.210(50)						Бейлиит	4- 130
2.650(40)	7.060(100)	3.500(90)	3.120(80)	2.870(40)						Циппеит	29-1062
2.680(75)	3.550(100)	4.720(85)	1.834(65)	2.842(45)						Торит	11- 419
2.690(70)	3.320(100)	4.480(90)	6.140(80)	2.470(60)						Солдит	12- 180
2.696(20)	3.140(100)	2.723(30)	1.918(25)	1.926(20)						Неизвестный U ₃ O ₇	15- 4
2.696(20)	3.140(100)	2.720(30)	1.920(25)	1.926(20)						Уранинит U ₃ O ₇	15- 4
2.670(30)	3.120(100)	2.870(70)	2.280(10)	2.150(10)						Тантзксенит прокаленный	8- 293
2.698(30)	2.980(100)	3.020(90)	3.110(35)	5.480(25)						Эшнит	15- 864
2.670(80)	2.960(100)	3.500(80)	1.630(60)	4.620(50)						Ортит прокаленный	9- 474
2.650(40)	2.940(100)	4.470(85)	6.400(35)	3.320(30)						Маккельвиит	18- 901
2.690(50)	1.900(50)	3.090(100)	1.620(40)	1.540(20)						Уранинит (UO ₂)	13- 225
2.680(80)	1.570(80)	3.670(100)	1.540(80)	3.230(70)						Натриевый метаотенит	29-1283
2,640—2,580											
2.620(30)	10.700(100)	2.950(50)	3.490(40)	3.870(20)						Раузит	8- 288
2.590(50)	7.830(100)	3.900(90)	3.510(60)	3.190(50)						Бетауранофан	8- 301
2.620(55)	6.350(100)	3.210(100)	4.280(50)	5.250(45)						Иригинит	18-1426
2.640(100)	5.280(100)	3.310(100)	7.360(80)	3.380(80)						Ирацит	29- 995
2.620(70)	4.780(100)	3.380(80)	3.120(70)	2.030(70)						Дерриксит	25- 319
2.640(25)	4.610(100)	4.300(70)	3.230(40)	3.920(30)						Резерфордин	11- 263
2.590(70)	4.440(100)	5.260(90)	2.970(80)	2.030(60)						Ванденбрандит	8- 325
2.580(50)	4.170(100)	1.310(60)	1.300(60)	3.440(50)						Моуранит прокаленный	29-1371
2.601(23)	3.868(100)	4.969(48)	1.927(14)	3.143(12)						UO ₂ (OH) ₂ (бета)	24-1160
2.620(80)	3.560(100)	3.480(100)	7.140(90)	3.130(90)						Ришетит	25- 467
2.640(95)	3.480(100)	4.640(95)	1.803(70)	2.789(45)						Коффинит	11- 420
2.640(40)	3.380(100)	3.320(55)	5.300(45)	2.000(25)						Эканит	25- 677
2.590(40)	3.070(100)	2.920(100)	1.840(40)	3.680(30)						Самарскит прокаленный	4- 617
2.600(30)	2.990(100)	3.660(40)	2.950(40)	1.830(30)						Эвксенит прокаленный	9- 442
2.581(50)	2.960(100)	1.560(80)	1.820(70)	3.100(60)						Писекит прокаленный	25- 702
2.627(40)	2.920(100)	2.710(65)	3.530(45)	2.182(35)						Ортит	25- 169

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
2,570—2,510											
2.540	(60)	8.860	(100)	3.590	(100)	1.610	(70)	2.280	(60)	Метакалерит	17- 151
2.530	(50)	8.520	(100)	3.570	(90)	2.140	(60)	4.290	(50)	Метановачекит	17- 152
2.566	(10)	7.440	(100)	3.200	(35)	3.730	(30)	3.540	(20)	Беккерелит	13- 405
2.510	(80)	4.020	(100)	3.210	(100)	1.697	(40)	1.850	(30)	Питчекит прокаленный	29-1426
2.540	(30)	2.950	(100)	3.650	(50)	2.510	(30)	2.380	(30)	Эшинит	33- 660
2.510	(30)	2.950	(100)	3.650	(50)	2.540	(30)	2.380	(30)	»	33- 660
2.570	(70)	1.795	(100)	3.870	(70)	2.481	(70)	1.708	(70)	UO ₂ (OH) ₂ (бета)	9- 239
2.560	(50)	1.770	(50)	3.450	(100)	4.550	(25)	2.150	(25)	Ксенотим	11- 254
2.560	(60)	1.760	(45)	3.440	(100)	4.540	(25)	2.145	(25)	»	9- 377
2,500—2,440											
2.491	(11)	7.210	(100)	3.590	(45)	3.120	(30)	1.963	(12)	Никельшиппеит	29-1434
2.446	(10)	7.350	(100)	3.660	(50)	3.240	(10)	3.210	(4)	Скупит	13- 241
2.487	(60)	5.110	(100)	3.430	(100)	3.450	(80)	2.857	(60)	UO ₂ ·0,8H ₂ O	10- 309
2.450	(60)	4.490	(100)	3.930	(60)	2.990	(60)	11.000	(40)	Шарфит	12- 164
2.500	(80)	4.050	(60)	3.200	(100)	1.830	(50)	1.710	(30)	Бетафит прокаленный	18-1154
2.460	(70)	3.420	(100)	1.903	(80)	2.276	(70)	3.320	(60)	Браннерит прокаленный	8- 2
2.438	(27)	3.406	(100)	5.151	(35)	3.434	(32)	2.857	(26)	UO ₂ (OH) ₂ (альфа)	25-1116
2.470	(60)	3.320	(100)	4.480	(90)	6.140	(80)	2.690	(70)	Солдит	12- 180
2.490	(40)	3.180	(100)	4.010	(80)	1.838	(30)	1.692	(20)	Лиандратит прокаленный	29-1435
2.481	(70)	1.795	(100)	3.870	(70)	2.570	(70)	1.708	(70)	UO ₂ (OH) ₂ (бета)	9- 239
2.480	(60)	1.680	(100)	3.220	(80)	1.042	(60)	3.450	(50)	Давидит прокаленный	8- 305
2,430—2,370											
2.430	(30)	2.980	(100)	1.320	(40)	1.720	(40)	3.660	(30)	Эксенит, прокаленный	5- 603
2.380	(30)	2.950	(100)	3.650	(50)	2.540	(30)	2.510	(30)	Эшинит	33- 660
2,360—2,300											
2.300	(90)	4.990	(100)	3.070	(100)	2.070	(90)	4.590	(80)	Хейвинит—(Mg)	17- 463
2.340	(100)	3.190	(80)	4.160	(100)	3.340	(70)	1.911	(50)	Виденманит	27- 281
2,290—2,230											
2.280	(60)	8.860	(100)	3.590	(100)	1.610	(70)	2.540	(60)	Метакалерит	17- 151
2.276	(70)	3.420	(100)	1.903	(90)	2.466	(70)	3.320	(60)	Браннерит прокаленный	8- 2
2.280	(10)	3.120	(100)	2.870	(70)	2.670	(30)	2.150	(10)	Тантэксенит прокаленный	8- 293
2.240	(80)	2.940	(100)	1.710	(90)	1.484	(70)	5.900	(60)	Уванит	8- 322
2.248	(50)	2.900	(100)	3.420	(70)	2.850	(60)	3.070	(50)	Давидит прокаленный	13- 505
2.230	(80)	1.700	(100)	1.690	(100)	1.440	(90)	2.860	(80)	»	8- 291
2,220—2,160											
2.188	(60)	9.690	(100)	4.860	(90)	3.470	(80)	4.390	(40)	Сабугалит	5- 107
2.197	(60)	9.430	(100)	3.474	(80)	3.366	(60)	5.350	(50)	Тридоглит	33- 39
2.160	(80)	9.020	(100)	3.800	(100)	3.260	(90)	2.760	(80)	Урамфит	29- 121
2.210	(50)	7.660	(100)	13.100	(90)	3.830	(60)	2.690	(50)	Бейлиит	4- 130
2.190	(80)	6.200	(100)	3.250	(100)	1.920	(90)	2.950	(80)	Псевдоотенит	18-1084
2.160	(50)	5.100	(100)	2.040	(100)	10.100	(60)	1.462	(60)	Ураноширцит	18- 199
2.200	(60)	4.890	(100)	3.460	(100)	8.590	(60)	4.250	(30)	Бассетит	7- 288
2.210	(40)	2.940	(100)	4.600	(70)	5.790	(60)	1.701	(50)	Уванит	8- 323
2.182	(35)	2.920	(100)	2.710	(65)	3.530	(45)	2.627	(40)	Ортит	25- 169
2.160	(40)	2.900	(100)	1.880	(60)	4.650	(40)	3.500	(40)	Коффинит—(Y)	17- 460
2,150—2,090											
2.140	(60)	8.520	(100)	3.570	(90)	4.290	(50)	2.530	(50)	Метановачекит	17- 152
2.110	(70)	8.470	(100)	3.610	(35)	4.230	(65)	5.370	(45)	Метаотенит	12- 423
2.126	(60)	8.400	(100)	3.000	(100)	5.200	(60)	4.260	(60)	Франсвиллит	21- 381
2.140	(50)	7.930	(80)	3.990	(60)	1.997	(60)	3.580	(40)	Уранофан—(Ba)	-
2.150	(40)	7.810	(100)	3.760	(70)	3.890	(60)	3.290	(40)	Неизвестный—(Ga)	15- 609
2.110	(80)	5.000	(100)	3.230	(100)	1.970	(80)	2.050	(50)	Вануранилит	19-1417
2.090	(30)	4.290	(100)	2.920	(80)	5.060	(40)	1.850	(80)	Ванденбраденит	4- 340
2.150	(50)	3.590	(100)	8.550	(90)	4.290	(60)	5.110	(50)	Метакалерит	12- 576
2.150	(25)	3.450	(100)	2.560	(50)	1.770	(50)	4.550	(25)	Ксенотим	11- 254

d	I	d	I	d	I	d	I	Минерал	РПД №
2.145(25)	3.440(100)	2.560(60)	1.760(45)	4.540(25)				»	9- 377
2.150(10)	3.120(100)	2.870(70)	2.670(30)	2.280(10)				Тантэксенит прокаленный	8- 293
2.150(80)	3.020(100)	4.400(30)	2.830(80)	6.070(60)				Раблофан	12- 277
2.130(80)	3.020(100)	2.810(80)	4.330(60)	3.380(60)				Нингиоит	12- 273
2.151(40)	2.860(100)	3.080(80)	1.960(50)	1.738(40)				Монацит	29- 403
2,080—2,020									
2.040(40)	10.200(100)	5.020(90)	3.200(50)	6.620(30)				Тюямунит	6- 17
2.040(100)	10.100(60)	5.100(100)	1.462(60)	2.160(50)				Ураноцирцит	18- 199
2.050(50)	5.000(100)	3.230(100)	2.110(80)	1.970(80)				Вануранилит	19-1417
2.070(90)	4.990(100)	3.070(100)	2.300(90)	4.590(80)				Хейвинт—(Mg)	17- 463
2.030(70)	4.780(100)	3.380(80)	3.120(70)	2.620(70)				Дерриксит	25- 319
2.030(60)	4.440(100)	5.260(90)	2.970(80)	2.590(70)				Ванденбрандеит	8- 325
2.039(50)	3.180(100)	7.530(80)	3.500(70)	3.760(50)				Бильетит	29- 208
2,010—1,940									
1.997(60)	7.930(80)	3.990(60)	2.140(50)	3.580(40)				Уранофан—(Ba)	-
1.969(70)	7.880(100)	3.940(90)	2.990(80)	2.910(80)				Уранофан	8- 442
1.990(50)	7.800(100)	3.210(80)	3.890(60)	8.300(50)				Калькурмолит	16- 145
1.985(40)	7.250(100)	3.610(100)	3.170(75)	3.530(25)				Вандендрисшеит	13- 117
1.963(12)	7.210(100)	3.590(45)	3.120(30)	3.470(20)				Кобальтциппеит	29- 520
1.963(12)	7.210(100)	3.590(45)	3.120(30)	2.491(11)				Никельциппеит	29-1434
1.960(60)	7.020(100)	3.480(90)	3.130(90)	1.750(50)				Циппеит	8- 138
1.970(80)	5.000(100)	3.230(100)	2.110(80)	2.050(50)				Вануранилит	19-1417
2.000(25)	3.380(100)	3.320(55)	5.300(45)	2.640(40)				Эканит	25- 677
1.999(60)	3.290(100)	1.700(80)	3.380(60)	2.980(50)				Умбозерит прокаленный	26-1384
2.010(23)	3.280(100)	2.840(78)	4.020(18)	2.788(17)				Клиффордит	24-1209
2.010(80)	3.270(100)	2.840(80)	2.755(70)	1.712(70)				»	25- 999
1.970(100)	3.240(100)	3.060(100)	1.910(80)	1.706(80)				Фергусонит бета—(Ce)	29- 402
1.980(58)	3.230(100)	1.690(84)	2.800(35)	1.284(26)				Торианит	4- 556
1.970(80)	3.170(100)	3.340(90)	5.770(80)	1.860(60)				Кларкит	8- 315
1.970(40)	3.090(90)	1.680(60)	1.280(60)	3.430(50)				Метакальциоураноит	25-1451
1.980(60)	3.090(100)	3.410(70)	1.948(60)	1.908(50)				Баураноит	25-1469
1.948(60)	3.090(100)	3.410(70)	1.980(60)	1.908(60)				»	25-1469
2.009(70)	2.900(100)	3.170(70)	2.790(70)	1.913(70)				Беловит	17- 519
1.960(50)	2.860(100)	3.080(80)	2.151(40)	1.738(40)				Монацит	29- 403
1.940(60)	2.760(100)	3.030(80)	1.760(80)	1.840(60)				Бритоит	11- 459
1.970(100)	1.650(100)	3.210(100)	1.120(80)	1.044(80)				Кальциоураноит прокаленный	26-1003
1,930—1,860									
1.930(60)	10.700(100)	3.590(90)	5.040(80)	3.390(70)				Цейнерит	4- 90
1.882(40)	8.090(100)	3.420(90)	3.180(80)	4.100(50)				Жолнотит	29-1378
1.920(90)	6.200(100)	3.250(100)	2.950(80)	2.190(80)				Псевдоотенит	18-1084
1.908(60)	6.010(100)	3.400(90)	3.540(70)	2.910(70)				Болтвудит	29-1026
1.880(60)	4.650(40)	2.900(100)	3.500(40)	2.160(40)				Корфинит—(Y)	17- 460
1.911(50)	4.160(100)	2.340(100)	3.190(80)	3.340(70)				Виденманит	27- 281
1.927(14)	3.868(100)	4.969(48)	2.601(23)	3.143(12)				UO ₂ (OH) ₂ (бета)	24-1160
1.910(80)	3.240(100)	3.060(100)	1.970(100)	1.706(80)				Фергусонит, бета—(Ce)	29- 402
1.860(60)	3.170(100)	3.340(90)	5.770(80)	1.970(80)				Кларкит	8- 315
1.926(20)	3.140(100)	2.723(30)	1.918(25)	2.696(20)				Незванный U ₃ O ₇	15- 4
1.926(20)	3.140(100)	2.720(30)	1.920(25)	2.696(20)				Уранинит U ₃ O ₇	15- 4
1.920(25)	3.140(100)	2.720(30)	2.696(20)	1.926(20)				Уранинит U ₃ O ₇	15- 4
1.918(25)	3.140(100)	2.723(30)	2.696(20)	1.926(20)				Незванный U ₃ O ₇	15- 4
1.900(70)	3.130(100)	2.930(90)	1.641(70)	1.567(70)				Форманит прокаленный	26-1478
1.900(50)	3.120(100)	2.960(90)	2.740(40)	1.855(30)				Фергусонит прокаленный	9- 443
1.900(75)	3.120(100)	2.960(95)	1.856(65)	2.734(50)				Фергусонит, бета	23-1486
1.913(80)	3.090(100)	3.460(75)	1.730(40)	6.910(35)				Велсендорфит	29- 786
1.908(60)	3.090(100)	3.410(70)	1.980(60)	1.948(60)				Баураноит	25-1469
1.900(50)	3.090(100)	2.690(50)	1.620(40)	1.540(20)				Уранинит UO ₂	13- 225
1.913(70)	2.900(100)	3.170(70)	2.790(70)	2.009(70)				Беловит	17- 519
1.930(49)	2.740(48)	3.160(100)	1.649(47)	1.255(18)				Уранинит UO ₂	5- 550
1.903(80)	2.460(70)	3.420(100)	2.276(70)	3.320(60)				Браннерит прокаленный	8- 2
1.924(50)	1.641(50)	3.140(100)	2.721(45)	1.248(30)				Уранинит (U ₃ O ₉)	20-1344
1.920(90)	1.640(100)	3.120(90)	1.247(80)	1.215(80)				Уранинит (UO _{2,25})	9- 206
1.910(51)	1.630(44)	3.120(100)	2.706(29)	1.241(15)				Церианит	4- 593
1.860(90)	1.580(90)	3.020(100)	1.077(80)	1.017(80)				Плюмбипрохлор	25- 453

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
1,850—1,780											
1.850(40)	9.000(100)	3.133(80)	4.700(50)	2.978(40)		Ренанкулит	33- 972
1.850(80)	4.290(100)	2.920(80)	5.060(40)	2.090(30)		Ванденбрандеит	4- 340
1.850(30)	4.020(100)	3.210(100)		2.510(80)	1.697(40)		Петчикит прокаленный	29-1426
1.830(80)	3.870(70)	3.160(100)	5.250(60)	3.470(60)		Ураноферит	8- 321
1.795(100)		3.870(70)	2.570(70)	2.481(70)	1.708(70)	(UO ₂)(OH) ₂ (бета)	9- 239
1.834(65)	3.550(100)	4.720(85)	2.680(75)	2.842(45)		Торит	11- 419
1.803(70)	3.480(100)	4.640(95)	2.640(95)	2.789(45)		Коффинит	11- 420
1.832(90)	3.380(100)	3.030(100)		4.570(90)	1.160(90)		Хейвинит	17- 462
1.830(50)	3.200(100)	2.500(80)	4.050(60)	1.710(30)		Бетафит прокаленный	18-1154
1.838(30)	3.180(100)	4.010(80)	2.490(40)	1.692(20)		Лиандратит прокаленный	29-1435
1.856(65)	3.120(100)	2.960(95)	1.900(75)	2.734(50)		Фергусонит, бета	23-1486
1.855(30)	3.120(100)	2.960(90)	1.900(50)	2.740(40)		Фергусонит прокаленный	9- 443
1.840(40)	3.070(100)	2.920(100)		2.590(40)	3.680(30)		Самарскит прокаленный	4- 617
1.839(60)	3.010(100)	1.500(80)	1.740(70)	1.782(60)		Эвксенит	14- 643
1.782(60)	3.010(100)	1.500(80)	1.740(70)	1.839(60)		»	14- 643
1.830(30)	2.990(100)	3.660(40)	2.950(40)	2.600(30)		Эвксенит прокаленный	9- 442
1.820(70)	2.960(100)	1.560(80)	3.100(60)	2.581(50)		Писекит прокаленный	25- 702
1.858(80)	2.840(100)	3.480(80)	2.810(80)	4.120(60)		Бритолит прокаленный	17- 724
1.840(60)	2.760(100)	3.030(80)	1.760(80)	1.940(60)		Бритолит	11- 459
1.820(40)	1.720(40)	2.980(100)	3.660(30)	2.430(30)		Эвксенит прокаленный	5- 603
1.820(80)	1.560(80)	2.970(100)	1.190(80)	1.150(80)		Самарскит прокаленный	2- 690
1.810(45)	1.550(40)	2.960(100)	1.179(20)	1.482(15)		Бетафит прокаленный	13- 197
1,770—1,680											
1.750(50)	7.020(100)	3.480(90)	3.130(90)	1.960(60)		Циппеит	8- 138
1.697(40)	4.020(100)	3.210(100)		2.510(80)	1.850(30)		Петчикит прокаленный	29-1426
1.770(50)	3.450(100)	2.560(50)	4.550(25)	2.150(25)		Ксенотим	11- 254
1.750(45)	3.440(100)	2.560(60)	4.540(25)	2.145(25)		»	9- 377
1.740(60)	3.400(100)	2.840(90)	4.410(50)	1.696(50)		Галлимондит	16- 706
1.696(50)	3.400(100)	2.840(90)	1.740(60)	4.410(50)		»	16- 706
1.700(80)	3.380(60)	3.290(100)	1.999(60)	2.980(50)		Умбозерит прокаленный	26-1384
1.712(70)	3.270(100)	2.840(80)	2.010(80)	2.755(70)		Клиффордит	25- 999
1.706(80)	3.240(100)	3.060(100)		1.970(100)		1.910(90)		Фергусонит бета—(Ce)	29- 402
1.680(100)		3.220(80)	2.480(60)	1.042(60)	3.450(50)	Давидит прокаленный	8- 305
1.710(30)	3.200(100)	2.500(80)	4.050(60)	1.830(50)		Бетафит прокаленный	18-1154
1.692(20)	3.180(100)	4.010(80)	2.490(40)	1.838(30)		Лиандратит прокаленный	29-1435
1.700(85)	3.170(100)	1.730(85)	1.632(40)	2.720(30)		Торутит прокаленный	14- 327
1.730(40)	3.090(100)	3.460(75)	6.910(35)	1.913(80)		Велсендорфит	29- 786
1.740(70)	3.010(100)	1.500(80)	1.839(60)	1.782(60)		Эвксенит	14- 643
1.720(40)	2.980(100)	1.820(40)	3.660(30)	2.430(30)		Эвксенит прокаленный	5- 603
1.701(50)	2.940(100)	4.600(70)	5.790(60)	2.210(40)		Уванит	8- 323
1.738(40)	2.860(100)	3.080(80)	1.960(50)	2.151(40)		Монацит	29- 403
1.760(80)	2.760(100)	3.030(80)	1.940(60)	1.840(60)		Бритолит	11- 459
1.710(90)	2.240(80)	2.940(100)	1.484(70)	5.900(60)		Уванит	8- 322
1.690(64)	1.980(58)	3.230(100)	2.800(35)	1.284(26)		Торнит	4- 556
1.708(70)	1.795(100)	3.870(70)	2.570(70)	2.481(70)		UO ₂ (OH) ₂ (бета)	9- 239
1.730(85)	1.700(85)	3.170(100)	1.632(40)	2.720(30)		Торутит прокаленный	14- 327
1.700(100)		1.690(100)	1.440(90)	2.860(80)	2.230(80)		Давидит прокаленный	8- 291
1.700(90)	1.490(70)	2.980(100)	3.150(50)	1.550(50)		Иттропиохлор прокаленный	25-1015
1.710(100)		1.450(100)	2.950(100)		1.190(50)	1.100(50)		Самарскит	2- 717
1.690(100)		1.440(90)	1.700(100)	2.860(80)	2.230(80)		Давидит прокаленный	8- 291
1.680(60)	1.280(60)	3.090(90)	3.430(50)	1.990(40)	Метакальциураноит	25-1451
1,670—1,580											
1.600(70)	10.000(100)	3.530(100)		3.350(80)	5.090(70)		Хейнрихит	29- 210
1.588(50)	10.000(100)	3.570(100)		5.020(80)	3.350(40)		Новачекит	17- 148
1.658(50)	8.930(100)	3.730(80)	5.480(70)	3.230(60)		Метаураноцирцит	17- 758
1.610(70)	8.860(100)	3.590(100)		2.540(60)	2.280(60)		Метакалерит	17- 151
1.600(90)	8.530(100)	3.660(90)	1.530(80)	9.250(70)		Треггерит—(P)	26- 887
1.620(60)	3.610(100)	9.080(90)	1.530(60)	9.490(50)		Пржевальскит	29- 787
1.603(40)	3.530(100)	11.100(80)	5.550(50)	3.590(50)		Калерит	17- 145
1.650(100)		3.210(100)	1.970(100)		1.120(80)	1.044(80)		Кальциураноит прокаленный	26-1003
1.632(40)	3.170(100)	1.730(85)	1.700(85)	2.720(30)		Торутит прокаленный	14- 327
1.649(47)	3.160(100)	1.930(49)	2.740(48)	1.255(18)		Уранинит (UO ₂)	5- 550
1.641(50)	3.140(100)	1.924(50)	2.721(45)	1.248(30)		Уранинит (U ₄ O ₉)	20-1344

d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	Минерал	РПД №
1.641(70)	3.130(100)	2.930(90)	1.900(70)	1.567(70)		Форманит прокаленный		26-1478			
1.640(100)	3.120(90)	1.920(90)	1.247(80)	1.215(80)		Уранинит (UO _{2,25})		9- 206			
1.630(44)	3.120(100)	1.910(51)	2.706(29)	1.241(15)		Церианит		4- 593			
1.620(40)	3.090(100)	2.690(50)	1.900(50)	1.540(20)		Уранинит (UO ₂)		13- 225			
1.580(90)	3.020(100)	1.860(90)	1.077(80)	1.017(80)		Пломбопирохлор		25- 453			
1.630(60)	2.960(100)	3.500(80)	2.670(80)	4.620(50)		Ортит прокаленный		9- 474			
1,570—1,480											
1.530(80)	8.530(100)	3.660(90)	1.600(90)	9.250(70)		Трөггерит—(P)		26- 887			
1.570(80)	3.670(100)	2.680(80)	1.540(80)	3.230(70)		Натриевый метаотенит		29-1283			
1.540(80)	3.670(100)	2.680(80)	1.570(80)	3.230(70)		»		29-1283			
1.530(60)	3.610(100)	9.080(90)	1.620(60)	9.490(50)		Пржевальскит		29- 787			
1.567(70)	3.130(100)	2.930(90)	1.900(70)	1.641(70)		Форманит прокаленный		26-1478			
1.540(20)	3.090(100)	2.690(50)	1.900(50)	1.620(40)		Уранинит (UO ₂)		13- 225			
1.561(30)	2.980(100)	2.920(90)	3.130(40)	3.230(30)		Самарскит прокаленный		10- 398			
1.550(50)	2.980(100)	1.700(90)	1.490(70)	3.150(50)		Иттропирохлор прокаленный		25-1015			
1.490(70)	2.980(100)	1.700(90)	3.150(50)	1.550(50)		»		25-1015			
1.560(80)	2.970(100)	1.820(80)	1.190(80)	1.150(80)		Самарскит прокаленный		2- 690			
1.550(40)	2.960(100)	1.810(45)	1.179(20)	1.482(15)		Бетафит прокаленный		13- 197			
1.482(15)	2.960(100)	1.810(45)	1.550(40)	1.179(20)		»		13- 197			
1.484(70)	2.940(100)	1.710(90)	2.240(80)	5.900(60)		Уванит		8- 322			
1.574(30)	2.910(100)	2.990(75)	3.670(30)	1.505(30)		Эшинит		20-1401			
1.505(30)	2.910(100)	2.990(75)	3.670(30)	1.574(30)		»		20-1401			
1.560(80)	1.820(70)	2.960(100)	3.100(60)	2.581(50)		Писекит прокаленный		25- 702			
1.500(80)	1.740(70)	3.010(100)	1.839(60)	1.782(60)		Эвксенит		14- 643			
1,470—1,380											
1.462(60)	5.100(100)	2.040(100)	10.100(60)	2.160(50)		Ураноцирцит		18- 199			
1.450(100)	2.950(100)	1.710(100)	1.190(50)	1.100(50)		Самарскит		2- 717			
1.440(90)	1.700(100)	1.690(100)	2.860(80)	2.230(80)		Давидит прокаленный		8- 291			
1,370—1,000											
1.300(60)	4.170(100)	1.310(60)	3.440(50)	2.580(50)		Молуранит прокаленный		29-1371			
1.160(90)	3.380(100)	3.030(100)	4.570(90)	1.832(90)		Хейвинт		17- 462			
1.284(26)	3.230(100)	1.690(64)	1.980(58)	2.800(35)		Торианит		4- 556			
1.120(80)	3.210(100)	1.970(100)	1.650(100)	1.044(80)		Кальциоураноит прокаленный		26-1003			
1.044(80)	3.210(100)	1.970(100)	1.650(100)	1.120(80)		»		26-1003			
1.255(18)	3.160(100)	1.930(49)	2.740(48)	1.649(47)		Уранинит (UO ₂)		5- 550			
1.248(30)	3.140(100)	1.924(50)	1.641(50)	2.721(45)		Уранинит (U ₄ O ₉)		20-1344			
1.241(15)	3.120(100)	1.910(51)	1.630(44)	2.706(29)		Церианит		4- 593			
1.280(60)	3.090(90)	1.680(60)	3.430(50)	1.990(40)		Метакальциоураноит		25-1451			
1.077(80)	3.020(100)	1.860(90)	1.580(90)	1.017(80)		Пломбопирохлор		25- 453			
1.017(80)	3.020(100)	1.860(90)	1.580(90)	1.077(80)		»		25- 453			
1.190(80)	2.970(100)	1.820(80)	1.560(80)	1.150(80)		Самарскит прокаленный		2- 690			
1.150(80)	2.970(100)	1.820(80)	1.560(80)	1.190(80)		»		2- 690			
1.179(20)	2.960(100)	1.810(45)	1.550(40)	1.482(15)		Бетафит прокаленный		13- 197			
1.190(50)	2.950(100)	1.710(100)	1.450(100)	1.100(50)		Самарскит		2- 717			
1.100(50)	2.950(100)	1.710(100)	1.450(100)	1.190(50)		»		2- 717			
1.042(60)	1.680(100)	3.220(80)	2.480(60)	3.450(50)		Давидит прокаленный		8- 305			
1.247(80)	1.640(100)	3.120(90)	1.920(90)	1.215(80)		Уранинит (UO _{2,25})		9- 206			
1.215(80)	1.640(100)	3.120(90)	1.920(90)	1.247(80)		Уранинит (UO _{2,25})		9- 206			
1.310(60)	1.300(60)	4.170(100)	3.440(50)	2.580(50)		Молуранит прокаленный		29-1371			

Следующие минералы не имеют рентгеновских порошкограмм:

Вальпургит—(P)
 Девиндтит
 Итробетафит
 Иттроколумбит
 Иттрокразит
 Иттромикролит (хельмзит)
 Ишикаваит
 Кузинит

Лермонтовит
 Меланоцерит
 Метавандендрисцент
 Метаотенит II
 Метауранопилит
 Ортобраннерит
 Пломбобетафит
 Пломбомикролит

Поликраз
 U₃O₈(OH)₂
 Ураномикролит
 Уранопирохлор
 Ферганит
 Хюгелит
 Эвальдит

Приложение 2

Оптические данные для урановых минералов

В приложении 2 в табличной форме представлена большая часть имеющихся оптических данных, опубликованных для урановых минеральных видов. Использованы в основном два источника — справочные руководства Ларсена и Бермана [1] и Соболевой и Пудовкиной [2]. Из других источников следует отметить работы Фронделя [3], а также Уикса и Томпсона [4]. Кроме того, использованы данные, включенные в «Регистр порошковой дифракции» и содержащиеся в оригинальных описаниях минералов. Два первых источника обозначены в таблице как ЛБ и СП в колонке «источник». Другие источники не имеют особых обозначений.

Для облегчения идентификации минералов данные в таблице расположены в порядке последовательности показателей преломления. В колонки показателей преломления вошли только конкретные опубликованные данные. Если было приведено несколько значений показателя, то указаны его минимальная и максимальная величины. Порядок расположения показателей осно-

ван на N_m , если минерал двуосный, на N_0 , если минерал одноосный, и на N , если минерал изотропный. Разделение минералов по оптическому характеру отсутствует.

Некоторые минералы представлены рядом данных из различных источников. Эти дополнительные сведения необходимы, так как они различаются между собой. Часть данных, очевидно, относится к различным видам (например, карнотит: 2,06, 2,08), но они оставлены в таблице, потому что их мало, и исключение любой информации неоправданно. Оптический знак, $2V$ и цвет также включены в таблицу. Если $2V$ меняется, то для него даются пределы вариации. Малый, средний и большой $2V$ соответственно обозначены буквами «м», «с» и «б». Указывается также изменчивость цвета, когда это необходимо. Для обозначения цвета и его оттенков приняты следующие сокращения:

б — белый, бл — бледный, г — голубой, ж — желтый, з — зеленый, из — изумрудный, ко — коричневый, кр — красный, лм — лимонный, ол — оливковый, ор — оранжевый, пр — прозрачный, рк — рыжевато-коричневый, св — светлый, т — темный, ф — фиолетовый, ч — черный.

Np	Nm	Ng	Знак	2V		Цвет	Минерал	Источник
				мин.	макс.			
1,455	1,490	1,500	—	30		ж	Бейлиит	
1,455	1,492	1,498	—	30		ж	»	СП
	1,485 — 1,501	1,540 — 1,545	—	5	15	ж-з	Шрёкингерит	СП
1,494 — 1,501	1,498 — 1,503	1,532 — 1,540	+	35	42	ж-з	Либигит	СП
1,498	1,502	1,539 — 1,542	+	40		ж, з	»	
1,499	1,503	1,538	+	42		з	Ураноталлит	ЛБ
1,502	1,508	1,525	+	15		ж	Раббитит	СП
1,488	1,510	1,521	—	0	69	лм-ж, бл-ж	Ураношпатит	СП
1,465	1,518	1,540	—	40		з	Сварцит	
	1,520 — 1,530	1,540 — 1,547	+	0		з	Андерсонит	
1,489 — 1,495	1,542 — 1,543	1,542 — 1,544	—	16		ж, з	Шрёкингерит	
1,543		1,550				лм-ж	Хейвиит-(Mg)	
1,541	1,547	1,564	+	60		из-з	Фоглит	СП
1,548		1,556				лм-ж	Хейвиит	
1,545	1,555	1,680	+			св-з	Студтит	СП
1,536	1,559	1,697	+	30	40	лм-ж	Целлерит	
	1,564					ж	Ренанкулит	
1,543 — 1,549	1,564 — 1,567	1,570 — 1,575	—	65		ж	Фуронгит	
1,541	1,568	1,570	—	32		ж, б	Псевдоотенит	
1,560	1,574	1,580	—	52	62	ж	Бассетит	ЛБ

Np	Nm	Ng	Знак	2V		Цвет	Минерал	Источник
				мин.	макс.			
	1,569 — 1,583		—			ж	Водородный отенит	СП
1,554 — 1,565	1,570 — 1,582	1,571 — 1,585	—	0	65	лм-ж, св-ж	Салит	СП
1,559	1,576	1,593	—			ж	Ксиянгджиянгит	
1,570		1,584	—				Неозванный (U—Si—O)	
1,559	1,578		—			ж	Натриевый метаотенит	
	1,580		—			з	Метаанколит	
	1,578 — 1,586		—	0	25	ж, з	Отенит	
1,564	1,582	1,584	—	0	с	лм-ж, св-ж	Сабугалит	СП
1,560	1,582	1,587	—	46		бл-ж	Ураноспинит	ЛБ
1,573	1,583	1,583	—	70		ж, з	Тридоглит	
1,574	1,583	1,588	—			ж	Ураноцирцит	
1,560	1,586		—	0		ж	Ураноспинит	ЛБ
1,550	1,588	1,590	—	40		бл-ж	Кокониоит	
		1,588	—	0		кр	Фришцеит	СП
1,550 — 1,590	1,570 — 1,610	1,576 — 1,606	—	0	45	ж-з	Отенит	СП
1,582	1,592	1,592	—	м		з	Торбернит	ЛБ
1,550 — 1,612	1,567 — 1,618	1,572 — 1,630	—	0	62	лм-ж, з-ко	Ураноспинит	СП
1,578 — 1,592	1,590 — 1,596		—	0	10	из-з	Торбернит	СП
1,572 — 1,577	1,592 — 1,597	1,612 — 1,620	—	72	90	з	Иоганнит	СП
1,480	1,601		—	0		ж	Гримселит	
1,596	1,603	1,606	—	60		ж	Уиксит	
1,580		1,627	—	м		з-ж	Водородный ураноспинит	СП
1,536 — 1,620	1,570 — 1,637	1,573 — 1,637	—	0	50	ж	Новачекит	
1,584	1,607		—	0	20	т-з	Метаотенит (9A)	
1,570	1,608		—			ж	Абернатиит	
1,586	1,602 — 1,615		—	0		з	Цейнерит	
1,603	1,610	1,617	—	90		ол-з	Бассетит	
1,584	1,612		—	0		ж	Трёгерит	
1,612	1,615	1,624	+	6		ж	Циппеит	ЛБ
1,586	1,617		—	0		ж	Натриевый ураноспинит	
1,591	1,619	1,621	—	0	5	ж	Метаураноспинит	
1,604 — 1,611	1,616 — 1,623		—	0	47	ж	Метаураноцирцит	
1,576 — 1,635	1,585 — 1,654		—	м		из-з	Метацейнерит	СП
	1,620		—	0		з	Метаторбернит	ЛБ
1,620	1,621	1,630	+	с		ж	Циппеит	ЛБ
1,596 — 1,604		1,637 — 1,651	—	м		лм-ж	Жолиотит	
1,614 — 1,624		1,618 — 1,632	—	0	30	из-з	Метаторбернит	СП
	1,623	1,625	+	0		з	»	ЛБ
1,610	1,623	1,623	—	10	25	ж, св-з	Ураноцирцит	СП
1,620 — 1,624	1,623 — 1,626	1,628 — 1,634	+	52	60	лм-ж	Уранопилит	СП
	1,626		—				Метацеллерит	
1,582 — 1,598	1,623 — 1,623	1,627 — 1,638	—	м		лм-ж	Трёгерит	СП
1,580 — 1,582	1,627 — 1,630	1,630	—	0		лм-ж	»	ЛБ
1,610 — 1,620	1,624 — 1,635		—				Метаотенит (Ba)	
1,595	1,632		—	0		ж	Метановачекит	
1,615	1,635	1,638	—	27	37	ж	Металодевит	
1,609	1,637		—			ж, з	Метахейнрихит	
1,611 — 1,613	1,635 — 1,642	1,646 — 1,657	—	89		лм-ж	Склодовскит	СП
	1,640		—			ко-з, ко	Нингиоит	
1,562 — 1,574		1,702 — 1,726	—			з	Лермонтовит	СП
1,608	1,642		—	0	22		Метакалерит	
1,613 — 1,645		1,645 — 1,672	—	6		бл-ж, б	Натриевый болтвудит	
1,617	1,644		—	0	20		Метакирхгеймерит	
1,623 — 1,635	1,643 — 1,651		—	0		з	Метацейнерит	

№р	№п	№г	Знак	2V		Цвет	Минерал	Источник
				мин.	макс.			
1,623 — 1,635	1,643 — 1,651		—	0		из-з	Цейнерит	СП
1,588 — 1,695	1,580 — 1,720	1,587 — 1,770	—	0	20	лм-ж, ко	Фосфоуранилит	СП
1,616	1,654	1,655	—	0	5	ж	Кивуит	
1,655	1,655	1,662	+	м		з	Уранохальцит	ЛБ
1,570	1,660		—	0		з, ко	Маккельвиит	
1,654	1,664 — 1,667	1,664 — 1,667	—	м		из-з	Купросклодовскит	
1,654 — 1,665	1,664 — 1,667	1,680 — 1,700	—			з	»	СП
1,642 — 1,660	1,661 — 1,670	1,667 — 1,676	—	32	45	ж	Уранофан	СП
1,620 — 1,633		1,720	+			ж-з	Шарпит	СП
1,645 — 1,650	1,662 — 1,685	1,699 — 1,715	—	70	84	ж, з-ж	Соддиит	СП
1,658 — 1,676	1,668 — 1,690	1,685 — 1,704	—	60	65	ж	Бетауранофан	СП
1,615 — 1,725	1,650 — 1,720	1,635 — 1,779	—	б		ж, ор	Циппеит	СП
1,660 — 1,670	1,670 — 1,700	1,680 — 1,710	—	40	70	ж	Бетауранофан	
1,658	1,685	1,690	—	40	60	з-ж	Шрёкингерит	ЛБ
1,660	1,690	1,698	—	45		ж	Бергенит	
1,630	1,690	1,738	—	80		ж	Натриевый циппеит	
1,668 — 1,670	1,695 — 1,696	1,698 — 1,703	—	б		бл-ж	Болтвудит	
1,669	1,710	1,710	—	м		ж	Фосфоуранилит	
1,690	1,712	1,717	—	м		бл-ж	Неназванный (Ca—U—Si—O)	
1,690	1,714	1,735	—	89		лм-ж	Скупит	СП
1,655	1,716	1,768	—	б		ор, ж	Циппеит	
1,691	1,720	1,720	—	0		лм-ж	Фосфоуранилит	ЛБ
1,700	1,720	1,735	—			ж	Скупит	
	1,726					ко, ор-ко	Кальциоураноит	
1,690	1,730	1,749	—	68		ж	Фуркалит	
1,715 — 1,720	1,720 — 1,750	1,800	+	53		ж	Резерфордит	СП
1,715 — 1,721	1,735 — 1,741	1,738 — 1,745	—	45	б	ж	Ренардит	
1,739	1,749	1,752	—	30		ж, з-ж	Пржевальскит	СП
1,720	1,750	1,820	—			ж	Магниевый циппеит	
1,700	1,750	1,770	—			ж	Параскупит	
1,705	1,760	1,770	—	40		лм-ж	»	СП
1,680 — 1,720	1,760	1,710 — 1,760	—	м		ж	Уранопилит	СП
1,738	1,761	1,771 — 1,778	—			ж	Арсенуранилит	
1,762	1,760 — 1,763	1,765	+	б		ж	Девиндит	СП
1,730 — 1,745	1,760 — 1,777	1,820 — 1,840	—	с	б	ор, рк	Никелевый циппеит	
1,732 — 1,750	1,750 — 1,790	1,850	+		с	ор, ж	Ураноконит	СП
	> 1,770					ж	Неназванный (U—Nb—O)	
1,720	1,770	1,810	—			ж	Цинковый циппеит	
1,747	1,779	1,840	—	с	б	ор, рк	Кобальтовый циппеит	
	1,780 — 1,785	1,795 — 1,800	—	37		ж-з, з-ко	Мартозит	
		1,783				ж	Вальпургит	СП
1,765 — 1,770	1,780 — 1,792	1,782 — 1,800	—	80	90	т-з, ч	Ванденбрандеит	СП
	> 1,789					кр-ко	Седовит	
1,700	1,790	1,793	—			ж	Эпипянтинит	СП
1,750	1,790	1,850	+	с		лм-ж	Ураконит	ЛБ
> 1,790	1,798	1,802	—	10	15	ж	Компреньясит	
1,720	1,798	1,805	—			ж	Гийменит	
1,730	1,800	1,805	—	37		ж	Бильетит	
1,700	1,800	1,820 — 1,840	+			з	Рубоит	
1,570	1,805	1,851	—	42		ж	Тюямунит	
	1,810					ор-ко	Неназванный (Pb)	
1,785	1,810	1,820	—	с		ж	Неназванный (минерал х)	СП

№	Nm	Ng	Знак	2V		Цвет	Минерал	Источник
				мин.	макс.			
1,725	1,815	1,825	—	32		ж-ор	Беккерелит	
	1,810 — 1,820					з-ж	Незванный (Ca)	
1,797	1,818	1,820	—	10	14	ж	Уранофан (Ba)	
1,735	1,820	1,830	—	30		ор-ж	Беккерелит	ЛБ
1,730	1,820	1,930	+			ж	Иригинит	
1,770	1,816 — 1,827	1,863	—			ж	Калькурмолит	
	1,830					ч	Лиандратит	
1,660	1,831	1,915	—	65		т-г	Умохоит (14А)	
	1,830 — 1,835						Иттропирохлор	
1,680	1,835	1,865	—	45		ж	Метатюямунит	
1,725 — 1,750	1,820 — 1,870	1,830 — 1,880	—	30		ж-ор	Беккерелит	СП
1,770	1,850	1,890	—			з	Дерриксит	
1,780	1,850	1,860	—	60		ж-ор	Вандендрисшеит	
1,650	1,850	1,900	—	44		ж	Вануралит	
1,850		1,860	—				Парсонсит	
1,790 — 1,870	1,815 — 1,900		—			пр, лм-ж	»	СП
1,850	1,860		—			ко	»	ЛБ
1,750	1,870	1,860	—	30		ж	Беккерелит	ЛБ
1,835		1,910	+			з	Демесмэкерит	
1,820		1,930	—			ж	Иригинит	СП
1,817	1,879	2,057	+	52		ко-ж	Уванит	ЛБ
1,850 — 1,870	1,870 — 1,890		+	б		ж-ор	Дюмонтит	СП
		1,880				бл-кр	Раувит	СП
1,674 — 1,770	1,855 — 1,907	1,880 — 1,915	—	с		ж	Стрелкинит	
	> 1,884					ор	Вандендрисшеит	СП
1,863	1,885	1,890	—	50		кр-ор	Фурмарьерит	
	1,880 — 1,890		—			г-ч	Раувит	
1,850 — 1,900	1,870 — 1,910	1,950	+	35	40	ор, ж	Казолит	СП
1,670 — 1,800	1,860 — 1,930	1,895 — 2,110	—	36	50	ж	Тюямунит	СП
1,785	1,895	1,915	—	50		кр-ор	Масюит	
1,674	1,900	1,920	—	б		ф-ч	Янтинит	ЛБ
1,670 — 1,777	1,870 — 1,930	1,895 — 1,970	—	48	55	ж	Тюямунит	
1,882		1,915 — 1,939	+	80		ж	Галлимондит	
1,803	1,905	1,945	—	63		ж	Виденманит	
1,750	1,895 — 1,925	1,920 — 1,950	—	39	44	ж	Карнотит	ЛБ
1,685	1,910	1,930	—	58		ф-ч	Янтинит	
1,897	1,911	1,932	—	81		кр-ко	Метакальциоураноит	
1,911 — 1,916		1,920 — 1,932	—	81		кр-ко	Баураноит	
1,850	1,920	1,945	—	б		кр, ж	Фурмарьерит	СП
1,760 — 1,770	1,920 — 1,940	1,940 — 1,970	—	37	39	ж-з	Сенжьерит	СП
1,710	1,920 — 1,950	1,950	—	м		ж	Вануранилит	
	1,945	1,975	—	48			Франвиллит	
	1,950	1,970	—	32		ор	Рамоит	
	1,970 — 1,980					з	Молуранит	
1,871	1,975	2,005	—	52		ж-з, пр	Вальпургит	ЛБ
1,959	1,981	2,060	+			кр-ор	Ураносферит	
1,955	1,985	2,050	+	б		ор-ж	»	ЛБ
1,871 — 1,900	1,975 — 2,000	2,050	—	52	66	ж	Вальпургит	СП
	> 2,000						Бетафит	
	> 2,000		—	66		ж	Кюриенит	
	> 2,000					кр-ко	Пирохлор	
	2,010	2,060	—	55		ор	Агриньерит	
1,770	2,010	2,090	—	53		ж	Карнотит	
	2,000 — 2,070		—	б		ч	Ришетит	СП

№	Nm	Ng	Знак	УС 2V		Цвет	Минерал	Источник
				мин. — макс.	мин. макс.			
	> 2,050	> 2,110				бл-ж	Шмиттерит	
	2,050	2,080				кр-ор	Велсендорфит	
	> 2,060	> 2,120				ор-кр	Масюит	СП
2,060		2,080	—	м		ж	Карнотит	ЛБ
2,050 — 2,060	2,080 — 2,110	2,120 — 2,150	—	б		кр-ко	Кюрит	СП
1,997	2,098	2,108	—	30	50	т-ко, ор-ко	Кларкит	ЛБ
	> 2,100						Горутит	
	> 2,110					ж	Клиффордит	
	> 2,110		—			ор	Моктезумит	
	2,200					ч	Самарскит	
	2,240					ко-ч	Эвксенит	
	2,248					кр-ко	Поликраз	
	2,300					ч	Браннерит	
	2,328					ч	Ортобраннерит	
2,310	2,350	2,400	—	70	75		Эшивит	
1,830	2,490	2,700	—	45		ж	Маргаритазит	

Литература

1. Larsen E.S. Jr. and Berman H. The microscopic determination of nonopaque minerals, 2nd edition. Bull. U.S. geol. Surv. 848, 1934, 266 p.
2. Соболева М.В. и Пудовкина И.А. Минералы урана (справочник). М., Госгеолтехиздат, 1957, 408 с.
3. Frondel C. Systematic mineralogy of uranium and thorium. Bull. U.S. geol. Surv. 1064, 1958, 400 p.
4. Weeks A.D. and Thompson M.E. Identification and occurrence of uranium and vanadium minerals from the Colorado Plateaus. Bull. U.S. geol. Surv. 1009B, 1954, 13—62.
5. Powder diffraction file 1980 (Swarthmore, Pa.: Joint Committee on Powder Diffraction Standards, International Centre for Diffraction Data, 1980).

Время, эволюция земной коры и возникновение урановых месторождений

Р. У. Хатчинсон
Дж. Д. Блэкуэлл

За 35 лет, прошедших с момента пробуждения интереса к урану и начала его широкого использования, крупные месторождения этого металла были установлены в целом ряде существенно различных геологических обстановок. Известны многочисленные геологические описания главных типов урановых месторождений, ведется масса дискуссий по поводу интерпретации процессов, участвующих в их образовании. При этом, однако, не вполне понимается, что и сами месторождения, и генетические процессы, их порождавшие, подвергались эволюционным изменениям с архея до кайнозоя. Цель настоящей статьи — кратко рассмотреть описательную геологию этих месторождений, а также современные представления, касающиеся их образования, и особо подчеркнуть эволюционные изменения, которые контролировали их распределение в пространстве и во времени. Особое внимание уделяется эволюционным изменениям источников урана, механизмов его переноса и процессов рудоотложения, которые сформировали различные типы урановых месторождений в ходе геологической истории.

Классификация урановых месторождений

Классификация главнейших урановых месторождений, используемая в настоящей статье, представляет собой несколько переработанную

классификацию Мак-Миллана [60, 61], базирующуюся на генетическом разделении месторождений на магматическую, метаморфо-анатектическую, кластогенную и гидрогенную группы (табл. 1). Группа магматических месторождений включает объекты, связанные с комплексами щелочных сиенитов и гранитов и сложных зональных¹ пегматитов. Метаморфо-анатектическая группа объединяет пегматитовые и скарновые месторождения. Единственным примером кластогенных месторождений являются руды древних россыпей. Группа гидрогенных месторождений включает оруденение, сформировавшееся в результате осаждения из водных растворов независимо от того, были ли эти воды морскими или континентальными, горячими и восходящими или холодными и нисходящими; она объединяет широкий круг месторождений, а также генерирующих их процессов. Эта группа включает месторождения от явно сингенетических, таких, как черные сланцы, до эпигенетических, таких, как «песчаниковые», или связанные с несогласиями, или жильные.

Подобно всем другим, эта классификация достаточно произвольна и допускает некоторое перекрытие на границах выделенных четырех групп. Более того, базируясь на генетическом принципе, она оказывается зависимой от интерпретации, т. е. от противоречивости генетических представлений. Тем не менее эта классификация проста, основывается на связях различных месторождений с определенными вмещающими породами и отвечает требованиям рабочего ее использования. Она не включает целый ряд месторождений, таких, как карбонатиты, гипергенные месторождения в коре выветривания или проявления в твердых инсоляционных корках, в лигнитах и карстах, имеющих ограниченные масштабы и малое экономическое значение.

Геохимия урана

Настоящая статья предваряется кратким обзором некоторых фундаментальных аспектов геохимии урана, которые важны для решения вопросов рудообразования. Более детальную информацию по этим вопросам читатель может

Department of Geology, Colorado School of Mines, Golde Colorado, U.S.A.
Comingo, Ltd., Vancouver, British Columbia, Canada.

¹ Для урана рудоносны как раз азональные пегматиты. — Прим. перев.

Таблица 1. Классификация важнейших урановых месторождений по Мак-Миллану [61]

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП Вмещающие породы	Химическая ассоциация	Примечания	Примеры
МАГМАТИЧЕСКИЙ В щелочных сиенитах и гранитах	U, Th, P, Zr, S, TR	Устойчивые минералы уранинит или ураноторит в дайках и апофизах или в пластовых интрузиях	Илимауссак, Гренландия; Бейкер-Лейк, Канада
МЕТАМОРФО-АНАТЕКТИЧЕСКИЙ В пегматитах	U, Th, TR, Mo	«Простой», азональный тип, без Та, Ве, Li, Се и др.; развит в высокометаморфизованных породах; пегматиты — часто стратиформные, невыдержанные по простиранию	Рёссинг, Намибия; Банкрофт, Канада
КЛАСТОГЕННЫЙ Древние россыпи	U, Ti, Au, Zr, C, S	Пиритизированные кварцево-галечные конгломераты в отложениях речных русел; уранинит и браннерит в виде зерен в цементе; возраст ограничен 2900—2200 млн. лет	Эллиот-Лейк, Канада; Витватерсранд, ЮАР
ГИДРОГЕННЫЙ В сланцах	U, Pb, Ag, Zn, Ni, Co, P, C, As	Эвксинные черные сланцы; с пиритом, кремнистые; сингенетическое и диагенетическое обогащение металлами	Ранстад, Швеция; Черное море
В вулканических породах	U, F, P, TR, Mo, Pb, Cu, S	В связи с кислым и щелочным вулканизмом и вулканокластическими породами — в субэвральных условиях; сингенетические и эпигенетические, связанные с эвксалиционной деятельностью	Рекспар, Макковик, Канада; Лацио, Новацца, Италия
В песчаниках: Плитообразные	U, V, Pb, Cu, Se, Mo, C, S	Полого залегающие, контролируемые палеорусли в лититовых ¹ и аркозовых песчаниках; в обогащенных органикой породах; эпигенетические	Грантс, США; Окло, Габон
Стэжовые ²	U, V, Pb, Cu, Se, Mo, C, S	Сходны с предыдущими; встречаются вблизи непроницаемых подпруживающих барьеров (сбросов или диапиров); эпигенетические	Микулунгу, Габон; Больцано, Италия
Ролловые	U, V, Pb, Cu, Se, Mo, C, S	Неглубоко залегающие, развивающиеся на гидростатическом фронте окисления — восстановление между непроницаемыми прослоями сланцев; эпигенетические	Бассейн Шерли и район Техасской прибрежной равнины, США
Связанные с несогласиями	U, Ni, Co, As, Au	Развиваются в пределах коры выветривания на несогласии между среднепротерозойскими кварцевыми песчаниками и нижнепротерозойскими метасадочными породами; оруденение тесно связано с графитистыми зонами и богатыми глинистым материалом тектоническими брекчиями; эпигенетические, параллельные несогласию	Район Атабаска, Канада; район реки Ист-Аллигейтор, Австралия
Жильные	U, Ni, Co, As, Ag, Bi, Se, Pb, Cu	Выполнение трещин в зонах нарушения и брекчиях; пластинчатые тела различной вертикальной протяженности; изменение боковых пород (гематит, хлорит, кварц); многостадийный парагенезис; эпигенетические	Ураниум-Сити, Канада; Центральный массив, Франция; Шварцвальдер, США

¹ Лититовые песчаники (лититы) — песчаники, песчинки которых на 75% и более представляют обломки пород, а не минералов. — Прим. перев.

² «Стэж» — американское название неправильных, частично контролируемых разрывными нарушениями, инфильтрационных залежей, формирующихся на фронте окисления — восстановление при переотложении первичных плитообразных залежей. — Прим. перев.

найти в работах Лангмюра [56] и Рича с соавторами [74].

Уран в природе обычно встречается в двух валентных состояниях — U^{6+} (уранил) и U^{4+} . Минералы уранила встречаются в окислительных условиях; как правило, они окрашены в яркие желтые, красные, оранжевые или зеленые тона и слагают окисленные части урановорудных залежей. Наиболее обычные минералы уранила — отенит, тьюмунит, торбернит и уранофан. Минералы четырехвалентного урана встречаются в восстановительных условиях; они, как правило, имеют черную или коричневую окраску и находятся в различной степени в метамиктном состоянии в результате воздействия естественной радиации. Важнейшие минералы четырехвалентного урана — уранинит, урановая смолка (которая является в разной степени раскристаллизованной, отчасти окисленной разновидностью уранинита) и коффинит.

Комплексные соединения четырехвалентного урана, как правило, нерастворимы при низких температурах и при pH 4,5—7. При температурах выше $150^{\circ}C$ перенос урана в четырехвалентной форме становится преобладающим. В зависимости от концентрации лигандов важными соединениями становятся фториды, фосфаты, сульфаты и особенно гидроксиды четырехвалентного урана, а не карбонатные комплексы. Соединения уранила растворимы в широком диапазоне условий. В «нормальных» подземных водах при температуре $25^{\circ}C$ фторидные комплексы уранила доминируют при pH ниже 4, фосфатные — при pH 4—7,5, а би- и трикарбонатные комплексы — при pH выше 7,5. Уранил-силикатные комплексы, вероятно, не имеют большого значения, а при температуре около $100^{\circ}C$ преобладают гидроксиды уранила, в то время как уранил-карбонатные комплексы диссоциируют [56].

В результате сходных валентностей и близости ионных радиусов часто происходит изоморфное замещение четырехвалентного урана (U^{4+}), тория (Th^{4+}) и редкоземельных элементов (р.з.э.). Оно особенно обычно при высоких температурах и часто наблюдается в распространенных акцессорных минералах кислых изверженных пород, таких, как циркон, монацит, ортит, ураноторит и пироклор. В высокотемпературных месторождениях, для которых устанавлива-

ется связь с магматизмом, отношение Th:U обычно больше 1 и приближается к среднему отношению в земной коре (3,5—4,0). В метаморфо-анатектоидных пегматитах и скарнах это отношение обычно равно 1,0, хотя наблюдаются и вариации, вероятно обусловленные разнообразием процессов, участвующих в ремобилизации урана, а также пород-источников. Вследствие высокой растворимости уранильных соединений в окислительных подземных водах и сравнительной нерастворимости соединений Th и р.з.э. в этих условиях возникают скопления гидрогенных минералов с низким содержанием тория и отношением Th:U ниже 1,0. Таким образом, урановые месторождения песчаникового и жильного типов, а также месторождения, связанные с несогласиями, имеют значительно более низкие содержания Th, чем залегающие в гранитах месторождения магматической группы. Такое избирательное обогащение ураном и отделение его от Th и р.з.э. дает ценный критерий для генетической интерпретации и классификации урановых месторождений.

Отложение нерастворимых и соответственно достаточно устойчивых минералов четырехвалентного урана из водных растворов происходит в результате восстановления или адсорбции. Важными механизмами восстановления уранила до ионов четырехвалентного урана, обуславливающего осаждение, являются: 1) добавление в раствор H_2S или HS^- за счет сульфидных минералов, разложения органического вещества или в результате поступления природных газов; 2) окисление двухвалентного железа до трехвалентного в сульфидах или в восстановленных силикатных минералах вмещающих пород и сопутствующее восстановление U^{6+} до U^{4+} в растворах; 3) возможное восстановление метаном или двуокисью углерода, поступающими при разложении органического вещества или окислении графита. Эти механизмы участвуют в осаждении урана на фронтах окисления — восстановления, которые возникают в водных системах в осадочных бассейнах или в породах фундамента там, где присутствуют пачки, богатые органическим веществом, глинами или двухвалентным железом. Некоторые минералы также обладают высокой адсорбционной способностью по отношению к урану: это смектиты, кандиты и иллиты, гётит, гематит, рутил, ильменит, лейкоксен и цеолиты,

а также органические вещества. Осаждению урана могут также способствовать бактериальная фиксация, быстрый спад давления, сопровождающийся вскипанием CO_2 , и быстрое падение температуры и давления, приводящее к насыщению раствора.

Цикл урана в земной коре

Средние содержания урана в земной коре составляют приблизительно $2,6 \text{ млн}^{-1}$ [26], при этом океаническая кора содержит $0,5 \text{ млн}^{-1}$, а континентальная — $3,0 \text{ млн}^{-1}$. В океанических водах содержится $1,0 \text{ млрд}^{-1}$, в пресных — $0,1 \text{ млрд}^{-1}$; в океанических пелагических осадках содержания колеблются от $1,0$ до $3,0 \text{ млн}^{-1}$, в свежих базальтах подводных излияний — от $0,02$ до $0,08 \text{ млн}^{-1}$, в измененных — от $0,1$ до $0,2 \text{ млн}^{-1}$ при максимальном $4,0 \text{ млн}^{-1}$ [2]. Содержание урана в океанических базальтах и ультраосновных породах закономерно возрастают при удалении от срединно-океанических хребтов, что, по-видимому, является результатом изменения этих пород и вторичного обогащения при гидротермальной конвекции слабо ураноносных морских вод, содержащих $1,0 \text{ млрд}^{-1}$ урана [2]. Обогащение этих пород идет по трещинам, вдоль плоскостей подушечной отдельности и вдоль контактов между лавобрекчиями и осадочными прослоями. Осадки морского дна в первом сверху прослое содержат $2,0\text{--}3,0 \text{ млн}^{-1}$ U; здесь возникает горизонт обогащения, что, возможно, отражает равновесие, возникающее между пелагическими осадками и морской водой.

В результате анатексиса океанических плит в зоне субдукции возникают сравнительно обогащенные ураном магмы. Континентальные андезиты содержат от $0,5$ до $1,0 \text{ млн}^{-1}$ урана, в то время как андезиты островных дуг — только от $0,2$ до $0,4 \text{ млн}^{-1}$. Обогащение континентальных андезитов, вероятно, происходит в результате контаминации континентальной коры [31]. При фракционировании андезитовой магмы может произойти отделение урана, щелочноземельных элементов и обогащенных летучими компонентами, что порождает комагматические гранитные породы с содержанием урана $2\text{--}5 \text{ млн}^{-1}$.

Наиболее часто к обогащенным ураном породам относятся субщелочные граниты ($5\text{--}30 \text{ млн}^{-1}$), граниты S-типа и кислые вулканические породы бимодальных толеитовых серий ($3,5\text{--}20 \text{ млн}^{-1}$). Эти магматические породы имеют тенденцию возникать достаточно поздно (вплоть до посторогенной стадии) и локализоваться на небольших глубинах; они характерны для континентальных рифтов. Считают, что их петрологические особенности обусловлены частичным плавлением богатых водой пород — вернее осадков. Возникающие при этом магмы наряду с ураном сравнительно обогащены щелочными, щелочноземельными элементами и галогенами, а также CO_2 и водой.

При последующем химическом выветривании подвижный уран высвобождается из тех минералов, которые легко разрушаются в окислительных условиях, т. е. слюд, роговой обманки, уранинита, плагиоклазов, а также вулканического стекла. Циркон, монацит и сфен, содержащие уран, весьма устойчивы и обычно остаются в виде обломочных зерен. Уран, выщелоченный из выветрелых пород, снова вовлекается в миграцию: большая его часть попадает в речные системы и в конце концов возвращается в океан, а меньшая поступает в подземные воды, насыщающие породы коры, где может осаждаться различными способами с образованием урановых месторождений.

Урановые месторождения и геологическое время

В геологическом времени наблюдается определенная последовательность времени образования и первого появления крупных промышленных типов урановых месторождений (рис. 1). Каждый такой тип характеризуется своей отличной от других геологической позицией и особенностями и имеет преобладающее развитие в определенные эпохи: палеороссыпи, например, преобладали в раннепротерозойское время; месторождения, связанные с несогласиями, — в среднепротерозойское; анатектоидные пегматиты — в позднепротерозойское; морские черные сланцы — в раннепалеозойское; месторождения

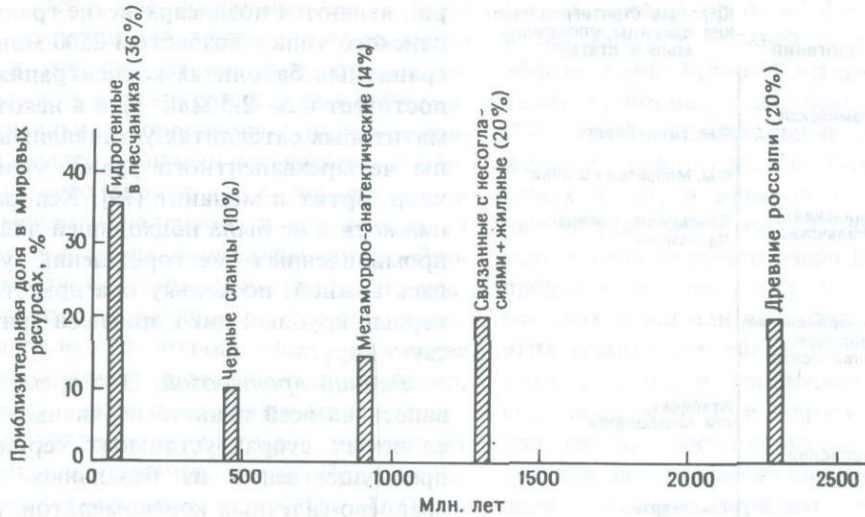


Рис. 1. Приблизительное распределение запасов урана по главным типам месторождений с указанием времени их образования (по данным многочисленных источников; различные мелкие месторождения в расчет не принимаются).

песчаникового типа развивались от позднепалеозойского до третичного времени. Наибольшая часть важнейших типов урановых месторождений приурочена к докембрийским породам (табл. 2). За одним, но очень важным исключением — палеороссыпных месторождений, — все эти типы повторяются и в фанерозойских породах, когда благоприятные для их образования супракрустальные комплексы вновь появляются

в результате возобновления орогенных циклов, сопровождающих в фанерозое тектоническое взаимодействие литосферных плит. Используемая в этой статье шкала геологического времени показана на рис. 2.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.
Архей. Негативной, но тем не менее важной особенностью урановой геологии является известное во всем мире отсутствие урановых ме-

Таблица 2. Сравнение протерозойских и фанерозойских типов урановых месторождений

Типы месторождений	Примеры для протерозоя	Примеры для фанерозоя
Кластогенный/россыпи	Эллиот-Лейк, Канада/Витватерсранд, ЮАР	Не известны
Песчаниковые		
Плитообразные	Окло, Мунана, Габон; Амер-Лейк, Канада	Грантс, США
Стэковые	Микулунгу, Габон	Больцано, Италия; Кару, ЮАР; бассейн Шерли, США
Ролловые	Не известны	Бассейн Шерли, США
Черные сланцы	Складчатый пояс Волластон, Канада	Ранстад, Швеция; формация Чаттануга, США
Анатектоидные	Банкрофт, Канада; Рёссинг, Намибия	Грандфатер-Маунтинс, США
пегматиты		
Жильные	Уранум-Сити, Канада	Шварцвальдер, США; Центральный массив, Франция
Связанные с несогласиями	Бассейн Атабаска, Канада; район Ист-Аллигейтор-Ривер, Австралия	Возможно, Питч и Прайор-Маунтинс, США
В вулканических породах	Макковик, Канада; район Саут-Аллигейтор-Ривер, Австралия	Рекспар, Канада; Мак-Дермитт, США; Лацио, Италия



Рис. 2. Шкала времени, используемая в настоящей статье, а также возрастное положение орогений и породных комплексов, упоминаемых в тексте.

сторождений и даже геохимических аномалий в архейских супракрустальных комплексах, имеющих возраст более 2500 млн. лет. Как правило, эти супракрустальные серии, такие, как серия Мален в западной Гренландии, имеющая возраст более 3000 млн. лет и по литологическому составу чрезвычайно сходная с более молодыми супракрустальными комплексами, характеризуются дефицитом урана, содержание которого составляет всего лишь $0,2\text{--}1,5 \text{ млн}^{-1}$ [59]. Наиболее древними из известных ураноносных по-

род являются позднеархейские гранитоиды кеноранского типа с возрастом 2500 млн. лет. В этих гранитных батолитах концентрация урана часто достигает $0,5\text{--}2,5 \text{ млн}^{-1}$, а в некоторых их пегматитовых сателлитах устанавливаются минералы четырехвалентного урана: уранинит, пирохлор, ортит и монацит [79]. Кеноранская орогенция хотя и не была подходящей для образования промышленных месторождений урана, оказалась важной, поскольку она представляла собой первый крупный цикл привноса урана в силическую кору.

Ранний протерозой. Это время характеризовалось на всей планете первичным накоплением слоистых супракрустальных серий, состоящих преимущественно из базальных субаэральных кварцево-галечных конгломератов, мелководных и глубоководных морских карбонатных и терригенных осадочных пород, железистых формаций и вулканических и интрузивных пород основного состава. Среди обстановок осадконакопления распознаются и континентальные (речные), и морские, а поверхность перед осадконакоплением была интенсивно пенепленизирована и характеризовалась развитием химического выветривания, о чем свидетельствуют мощные серицит-кварцевые палеопочвы [81].

Наиболее значительные урановые месторождения располагаются в базальных кварцево-галечных конгломератах с пиритизированным матриком. Возраст накопления осадков оценивается в 2500—2100 млн. лет для группы Эллиот-Лейк в Канаде и в 2900 млн. лет для системы Доминион-Риф в триаде¹ Витватерсранд в ЮАР. Осадконакопление было диахронным, и важно, что отложение этих пород предшествовало переходу земной атмосферы от дефицитной по кислороду и восстановительной к богатой кислородом и окислительной. Обычными породами здесь помимо пиритизированных кварцево-галечных конгломератов являются тонко- и толстослоистые пачки кварцевых песчаников и сланцев. Окатанные обломки пирита распространены почти во всех типах пород. Для осадочных пород характерны косая слоистость, следы размыва и их заполнения, следы ряби и полосчатая

¹) Надгруппа Витватерсранд включает три «системы»: Доминион-Риф, Витватерсранд и Вентерсдорп. — Прим. пер.

слоистость. Обстановки осадконакопления были в основном речными при подчиненном развитии дельтовых и морских фаций. В распределении наиболее высоких концентраций урана наблюдается положительная корреляция с линзами конгломератов, выполняющими палеоруслу, с обилием обломочного пирита и с плотностью упаковки обломочного материала в конгломератах [88]. Наряду с кварцем и пиритом среди обломочных минералов установлены уранинит, ураноторит, циркон, монацит, золото, ильменит, рутил, браннерит. В подчиненном количестве обычно присутствует углеродистое вещество, встречающееся в виде полосчатых масс и слоистых корочек тухолита и керогена в полосчатых алевритистых или песчаных слоях. Содержание урана весьма изменчиво: от 0,1% U_3O_8 в Эллиот-Лейк (Онтарио, Канада) до 0,02% U_3O_8 в рудах ЮАР, где уран извлекается как побочный продукт при добыче золота. Первичным источником обломочного уранинита считаются позднеархейские гранитоиды [75].

Эти конгломераты и связанные с ними месторождения имеют глобальное распространение. Примером их являются месторождения в породах групп Эллиот-Лейк, Монтгомери-Лейк и Саками-Лейк в Канаде [77, 78, 81], систем Доминион-Риф и Витватерсранд в ЮАР [72], формации Моеда в штате Минас-Жерайс и формации Серро-де-Коррего в районе Жакобина (штат Баия) в Бразилии [43], системы Тарква в Гане, а также формаций Наллагайн и Грин-Хол в Австралии [77]. Наиболее интересны отложения группы Эллиот-Лейк как самые молодые из известных пиритсодержащих кварцево-галечных конгломератов, а также из-за присутствия в них тухолита и смешанных браннерит-рутил-ильменитовых минералов, которые встречены ниже по падению от уранинитовых руд [88]. Последний факт позволяет с уверенностью предполагать перенос части урана в растворе в дополнение к транспортировке его в виде обломочных зерен в суспензии.

Раннепротерозойские осадочные породы формировались после того, как атмосфера Земли приобрела окислительные свойства на рубеже 2100—2200 млн. лет и появились признаки усиления химического выветривания в субаэральных условиях. Они включают наиболее древние континентальные красноцветные отложения, напри-

мер кварцевые арениты¹ формаций Гордон-Лейк и Бар-Ривер в верхней части группы Кобальт вблизи озера Эллиот (Онтарио, Канада) [78] или такие же породы надгруппы Трансвааль в ЮАР [77]. Эти континентальные красноцветные отложения состоят из железистых лититовых и аркозовых аренитов, алевролитов и сланцев. Известные во всем мире гематитовые железистые формации типа Верхнего озера [50] располагаются в пределах именно этих речных и прибрежно-морских толщ или непосредственно выше них. В этих комплексах также широко развиты карбонатные пачки и «вонючие» пиритизированные черные сланцы; и те и другие содержат большое количество строматолитов. Различные осадочные породы этого возраста в той или иной степени обогащены ураном. Это, во-первых, обширные низкосортные концентрации урана в морских черных сланцах, содержащих до $150 \text{ млн}^{-1} \text{ U}$, а также геохимически аномальные количества Mo, Pb, Ni, Co и As и, во-вторых, важные месторождения в аркозовых аренитах: Окло, Мунана, Микулунгу в Франсвилльском бассейне Габона [22,35], месторождение Лианшанхуан в Китае [29] и проявления близ озера Амер в Канаде [17]. Залегающие в аренитах месторождения напоминают фанерозойские руды в песчаниках как по своей литологической приуроченности к песчаным пластам, лежащим между прослоями глинистых сланцев, так и по характеру изменений (гематитизации, карбонатизации и окремнению), по обычной, но не повсеместной ассоциации с керогеном и по локализации вблизи (или выше по падению) непроницаемых барьеров, чаще всего представленных тектоническими нарушениями. Более того, комплексы малых элементов в них также идентичны и включают Cu, Pb, Ag, Mo, Au и V. Однако здесь не отмечается рудных залежей, сходных с залежами роллового типа в фанерозойских породах.

Примерно на рубеже 1800 млн. лет обширные блоки кратонов подверглись крупномасштабным орогеническим процессам, в результате чего возникли области высокометаморфизованных пород, претерпевших интенсивные тектонические деформации и внедрение гранитных интрузий. Это был второй крупный цикл по-

¹ Арениты (песчаники всех видов) — название, часто употребляемое в зарубежной литературе. — Прим. перев.

ступления урана в сиалическую кору. В Канаде такие области составляют структурную провинцию Черчилл, но подобные регионы известны в Гренландии, Скандинавии, Советском Союзе, Австралии, Китае и Африке [24, 34]. Эта орогения захватила и более древние нижепротерозойские и архейские комплексы, что привело к широкому развитию гнейсовых куполов, тектоническому сдвиганию разрезов при одинаковом метаморфизме протерозойских и архейских толщ, инверсии метаморфического градиента и широкому проявлению анатексиса. Значительные части базальных протерозойских толщ, по-видимому, подверглись частичному плавлению, в результате чего возникли обширные области метаморфических амфиболитовых фаций, характеризующиеся широким развитием гнейсов «lit-par-lit». Здесь, особенно в тех местах, где протопороды были представлены протерозойскими ураноносными глинистыми сланцами или песчаниками, обычны богатые ураном пегматиты с содержанием до 0,5% U. Примером могут служить проявления в складчатом поясе Волластон (Канада) [87] и в восточной части геосинклинали Пайн-Крик (Австралия) [66]. В целом, однако, эти проявления недостаточно богаты для обработки, и анатектоидные пегматитовые месторождения этого возраста не являются важным источником урана.

Жильные урановые месторождения, такие, как месторождения района Биверлодж в Саскачеване и Порт-Радий Северо-Западных территорий Канады, по-видимому, связаны с позднеорогенными разрывами в пределах протерозойских структур. Эти месторождения представлены настуран-кварц-карбонатными жилами, в которых обычно наблюдается характерный комплекс минералов Ni—Co—As—Ag—Bi—Pb—Se—S. Промышленные по своим масштабам жилы во многих случаях имеют значительную вертикальную протяженность и локализируются на пересечениях нарушений или вдоль неровностей на плоскостях сбросов. Локализация их контролируется также компетентностью вмещающих пород и их составом; они часто представлены графитистыми метаосадками и амфиболитовыми пачками. В измененных боковых породах развиваются гематит, кварц, хлорит, доломит или сидерит и изредка альбит. Минеральный парагенезис сложен и обычно включает несколько генераций

настурана, кварца и гематита, более поздние арсениды и сульфиды, а также карбонаты. Изучение газовой-жидких включений показывает, что температуры рудообразования изменялись от 440 до 80 °C [86]. Некоторые авторы [89] считают наиболее вероятными для этих месторождений метаморфогенные флюиды.

На последних стадиях рассматриваемой орогении (1800 млн. лет) возникли интрузивы позднеорогенных гранитов типа «рапакиви», сиенитов, лейкогабброидов, а также часто сохраняющиеся континентальные вулканические комплексы риолитового, латитового и трахитового состава. Примером могут служить вулканические породы группы Эдит-Ривер в северо-западной Австралии, группа Айллик и интрузивные породы полуострова Лабрадор в восточной Канаде, вулканы группы Дьюбоунт и связанные с ними интрузивы Северо-Западных территорий Канады. Эти магматические серии характеризуются высоким содержанием U, Th, Zr, TR, F, H₂O и CO₂. Полагают, что они связаны с посторогенной релаксацией растяжения, сопровождающейся внедрением поздних высокодифференцированных расплавов, возникших при анатексисе нижних горизонтов континентальной коры.

Урановые проявления в этих интрузивных породах представлены: 1) ураноносными бостонитовыми дайками (сиенит-аплитов), как, например, на проявлении Яткайед-Лейк в Канаде, в которых содержание урана колеблется от 250 до 500 млн⁻¹ [17]; 2) ураноносными циркон-, торит- и ураноторитсодержащими дайками и шлами вблизи сиенит/лейкогабброидных массивов или штоков и лополитов порфирированных гранитов и сиенитов, несколько обогащенных ураном. В контактовых зонах этих интрузий и в провесах кровли встречаются уранинит-флюорит-галенит-кварцевые жилы [17]. Урановые месторождения в этих экструзивных породах ассоциируются с туфами пепловых потоков и прослоями вулканокластических пород. Рудные тела имеют таблитчатые формы и залегают в основном согласно; по времени образования они близодновременны с отложением вмещающих пород. Оруденение представлено уранинитом, коффинитом и браннеритом, которые сопровождаются также аномальными концентрациями Th, Zr, Ti, TR, Ba, F и P. Подобное оруденение установлено в

эродированных жерловых брекчиях. Примеры — район Кайпокок, месторождения в отложениях группы Айллик на побережье полуострова Лабрадор [37], месторождения в породах группы Дьюбоунт (Северо-Западные территории, Канада) и в породах группы Эдит-Ривер в районе Саут-Аллигейтор-Ривер (Северная территория, Австралия) [67].

Средний протерозой. Среднепротерозойские породы возраста 1800—900 млн. лет характеризуются наличием мощных толщ морских биогенных и хемогенных карбонатов, эвапоритов, тонкозернистых терригенных осадков и обширных полей континентальных толеитовых базальтов, а также песчаников и конгломератов. Офиолитовые и известково-щелочные вулканические породы в отложениях этого возраста отсутствуют [39, 48].

Наиболее важными в породах данного возраста являются урановые месторождения, связанные с несогласиями. Эти месторождения обнаружены главным образом в районе реки Ист-Аллигейтор на Северной территории Австралии [45] и в районе Атабаска в Саскачеване (Канада) [47]. Они локализируются непосредственно на поверхности главного несогласия (или в нескольких десятках метров от него) между сравнительно полого залегающими неметаморфизованными, сцементированными каолинитом кварцевыми аренидами среднего протерозоя и древними дислоцированными метаморфизованными породами раннего протерозоя. Подстилающая эти арениды древняя поверхность выравнивания обычно маркируется развитием иллит-каолинит-гематитовых реголитов мощностью до 30 м. Минерализованные зоны характеризуются изменением до филлосиликатов (каолинита, иллита, диккита и септохлорита), развитием зон повторно-брекчирования благодаря подновлению разрывных нарушений или явлениям коллапса при растворении, появлением неправильных пятен окисленных или восстановленных пород, а также многих генераций урановой смолки. Рудные минералы — уранинит¹ и коффинит, ассоциирующиеся обычно с минералами Ni, Co и As. Установленные температуры рудообразования 260—60 °C [20]. Все эти месторождения необы-

чайно богаты; средние содержания U_3O_8 в рудах колеблются от 0,5 до 3%. Перекрывающие кварцевые арениды имеют возраст 1650—1300 млн. лет [5], тогда как возраст оруденения, определенный U—Pb-методом, составляет 1650—1200 млн. лет при наличии и более молодых возрастов, отражающих стадии ремобилизации или второй генерации урановой смолки [21, 30]. Наиболее древние возрасты получены для самой чистой урановой смолки, залегающей в реголитах, там, где они развиваются по раннепротерозойским графитовым метапелитам или известково-силикатным породам; в то же время более молодая урановая смолка находится в непосредственно перекрывающих среднепротерозойских кварцевых песчаниках. В настоящее время существует два объяснения генезиса этих месторождений: одно из них предполагает образование урановых руд при прохождении вдоль несогласия обогащенных ураном «диагенетических¹ — гидротермальных» подземных вод, которые отлагали уран вблизи залегающих ниже пород с восстановленными свойствами [47, 92]; согласно второму, эти месторождения образовались до отложения песчаников в результате обогащения гипергенными процессами, сопровождавшими интенсивное выветривание на древней, афебийской поверхности [21, 55, 61]. В последнем случае наличие молодой урановой смолки в песчаниках объясняется более поздней (с переносом вверх) ремобилизацией древних, залегающих на глубине месторождений.

Поздний протерозой. Позднепротерозойские породы (возраст от 900 до 700 млн. лет), сходные по литологическому составу и геологической позиции со среднепротерозойскими, содержат мало урановых месторождений, хотя в отложениях этого возраста широко развиты мощные толщи континентальных песчаников. Примерами их являются отложения системы Аделаида в Австралии, бассейна Борден на острове Баффина Земля (Северо-Западные территории, Канада) [52] или бассейна Туле в Гренландии, которые, в сущности, идентичны среднепротерозойским комплексам, вмещающим урановые месторождения типа «несогласия». Однако урано-

¹ Здесь, как часто в зарубежной литературе, имеются в виду, по-видимому, просто оксиды урана. — *Прим. перев.*

¹ По смыслу «диагенетические» в концепции Л. Хуве и Т. Сиббалда отвечают нашему пониманию «эпигенетические». — *Прим. перев.*

вые месторождения в породах этого возраста не известны. Возможным, весьма важным исключением может оказаться $Cu - Au - U$ -месторождение Роксби-Даунс в Южной Австралии, по которому еще мало данных. Позднепротерозойское переотложение урана из ранее образованных жильных урановых месторождений и месторождений типа «несогласия» широко отмечается в районе Ист-Аллигейтор-Ривер (Северная территория, Австралия) [46] и в районе Атабаска (Саскачеван, Канада) [47], что позволяет с уверенностью говорить о наличии в это время условий, благоприятных для переноса урана в растворах. Отсутствие новых урановых месторождений в литологически благоприятных, неметаморфизованных породах этого возраста остается загадкой.

Метаморфические комплексы возраста 1000—900 млн. лет, связанные с гренвиллской, дамарской и свекокарельской¹ [24, 34] орогенцией, содержат значительные анатектические, пегматитовые урановые месторождения. Подобно месторождениям, сформировавшимся в эпоху позднепротерозойской² орогенции (около 1800 млн. лет назад), эти орогенции и связанные с ними месторождения представляют собой третий крупный цикл поступления урана в сиалическую кору в результате метаморфической переработки более древних ураноносных супракрупных пород и возникновения ураноносных гранитных расплавов. Пегматиты этого возраста местами обладают существенными запасами урана, как, например, на месторождении Банкрофт (Онтарио, Канада) [79] и месторождении Рёссинг в Намибии [6]. Рентабельные для отработки пегматиты образуют пластинчатые тела — крутопадающие, разветвляющиеся дайковые комплексы, характеризующиеся гомогенным внутренним строением и простым кварц-микроклин-альбит-циркон-уранинит-магнетитовым минеральным составом. Кроме того, возможны повышенные концентрации р.з.э., CO_2 , F и сульфата; в то же время такие элементы, как бериллий, литий и цезий, обычные для зональ-

ных редкоземельных пегматитов, отсутствуют [9]. Содержания U_3O_8 и ThO_2 колеблются соответственно от 0,08 до 0,1% и от 0,1 до 1%. Урановые месторождения в районе Лагоа-Реал (шт. Баия, Бразилия) [32, 36] представлены ураноносными альбититами, связанными с щелочным метасоматозом эпохи панафриканских дислокаций и метаморфизма (800—700 млн. лет). Оруденение является результатом миграции в архейских и раннепротерозойских породах флюидов, сопутствующих этой орогенции [32].

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.
Палеозой. Раннепалеозойские породы (возраст 650—345 млн. лет) весьма разнообразны по литолого-фациальному составу и представляют собой отчетливо разнородные в структурном и вещественном планах обстановки осадконакопления. Последние включают офиолитовые толщи зон обдукции в земной коре, вулканические породы островных дуг, отложения, сформировавшиеся в трогах перед этими дугами и в бассейнах за ними, маломощные пачки шельфовых карбонатных и терригенных осадочных пород. Большие массы субаэральных континентальных отложений, состоящие из песчанистых осадков и вулканогенных пород, в целом редки и ограничены только кембрийскими и девонскими отложениями.

С породами этого возраста связано мало промышленно важных урановых месторождений. Наиболее существенными являются эвксинные³ черные сланцы, такие, как квасцовые сланцы Швеции [7] и сланцы Чаттануга в США [14]. Месторождения этого типа не разрабатываются; они обладают большими запасами, но руды их низкосортны ($150-450 \text{ млн}^{-1}U$). Возраст их кембрийский и девонский, ураноносные пласты имеют мощность в несколько десятков метров и прослеживаются на многие десятки километров по латерали. Содержания урана имеют обратную зависимость от содержания кластогенной, осадочной составляющей породы: наибольшие содержания урана имеют сильно кремнистые пачки с малым количеством осадочного материала. Вероятно, уран накапливался в сланцах в процессе осадкообразования в результате фиксирующего действия бактериального восстановле-

¹ К этому времени относится только гренвиллская орогенция. — Прим. перев.

² По-видимому, ошибка, так как 1800 млн. лет по канадской шкале — это верхняя граница *нижнего* протерозоя. — Прим. перев.

³ Сформировавшиеся в застойных или анаэробных условиях. — Прим. перев.

ния, образования металлоорганических комплексов или адсорбции на глинистых минералах.

Незначительное по масштабам урановое оруденение известно в девонских Древних красных песчаниках Британских островов [70]. Оно ограничено восстановительными пиритизированными и богатыми органическим веществом фациями; рудные тела имеют субпластовую форму, маломощны и спорадичны как по содержанию урана, так и по общему распространению. Концентрации урана прямо коррелируются с локальными линзами восстановленных пород, богатых растительными остатками.

Позднепалеозойские отложения (345—220 млн. лет) включают обширные мелководно-морские карбонатные и эвапоритовые отложения, а также континентальные песчаники, угли и глинистые сланцы, глубоководные кластогенные осадочные образования и позднеорогенные кислые вулканические и интрузивные породы. Это было время формирования значительных урановых месторождений особенно в южной и восточной Европе [83]. Здесь с герцинским магматизмом тесно связано образование многочисленных «гидротермальных» жил Чешского, Армориканского и Центрального массивов, а также Пиренейского полуострова [15, 84]. Герцинский магматизм представляет собой еще одно повторное поступление урана в земную кору, хотя в несколько ограниченных масштабах по сравнению с более ранними докембрийскими циклами. Эти жилы содержат урановую смолку, а также кварц, флюорит, $Pb - Cu - Fe$ -сульфиды и немного арсенипирита и висмутина. Жилы имеют плитообразную форму, протягиваются на незначительную глубину и локализуются в зонах брекчий вдоль тектонических нарушений, на пересечениях последних и в зонах интенсивного изменения как интрузий, так и соседних вмещающих пород. Измененные боковые породы характеризуются выносом кремнезема, щелочным метасоматозом, обуславливающим возникновение пород эписиенитового состава, и широко развитой гематитизацией. Температуры рудообразующих флюидов колеблются от 150 до 350 °С. Вмещающие оруденение гранитные породы относятся к S-типу и, как полагают, возникли при частичном плавлении докембрийских пород в связи с акадской и герцинской орогенцией [15, 57, 84]. Считается также, что рудообразование яви-

лось результатом взаимодействия продуктов эволюции богатого летучими анатектического расплава и метаморфогенных флюидов.

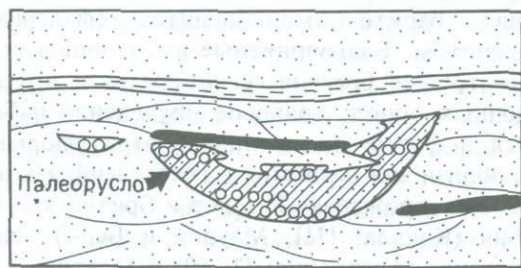
Пермо-карбоновые отложения Европы, Северной Америки, Южной Америки и Австралии содержат также урановые месторождения в песчаниках и вулканических породах. Месторождения, залегающие в песчаниках, обычно, хотя и не всегда, приурочены к аркозовым и лититовым аренитам с прослоями глинистых сланцев, образовавшихся в континентальных, речных и озерных условиях в постгерцинских осадочных бассейнах. Оруденение представлено урановой смолкой и коффинитом в ассоциации с пиритом, галенитом, халькозином и молибденитом и ограничено небольшими линзами зеленовато-серых песчаников, содержащих растительные остатки или кероген. Их примерами служат: бассейн Дир-Лейк на острове Ньюфаундленд (Канада) [51], районы Больцано в Италии [62] и Лодев во Франции [84]. Небольшие урановые месторождения в субэвральных вулканических породах связаны с туфами пепловых потоков, лавами дацитового и риолитового состава и вулканокластическими осадочными породами миссисипского и пермского возраста. Урановые минералы представлены здесь урановой смолкой и браннеритом в ассоциации с флюоритом, кварцем, баритом, молибденитом, сфалеритом и галенитом. Благоприятные вмещающие породы — грубые брекчии, агломераты и прослои осадочных пород; урановое оруденение наблюдается в форме неправильных стратиформных линз вблизи зон разломов и несогласий. Их примеры: месторождение Рекспар в Британской Колумбии (Канада) [71], Маурин и Бен-Ломон в Квинсленде (Австралия) [3, 69] и Новацца в северной Италии [18].

Мезозой и кайнозой. Мезозойские и кайнозойские комплексы включают разнообразные типы метаморфических и интрузивных пород, сходные с палеозойскими сериями. Особый интерес для образования урановых месторождений представляют мощные красноцветные кластогенные осадочные толщи в межгорных и рифтовых впадинах американских Кордильер, Японии, Ближнего Востока, а также ларамийские интрузии Кордильер и субэвральные кислые вулканические породы западных штатов США.

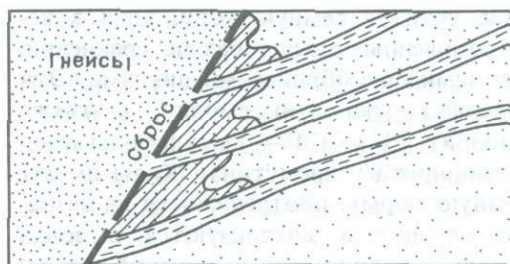
Мезозойские и третичные континентальные

красноцветные песчаники вмещают ряд наиболее значительных урановых месторождений мира. Вмещающие породы представлены лититовыми песчаниками и вулканокластическими породами, сланцами и в подчиненном количестве кислыми туфами; все они отлагались в речных или озерных обстановках. Эти породы формировались в посторогенных межгорных бассейнах и внутрикратонных рифтах. Выделяются три подтипа урановых месторождений в песчаниках. Месторождения плитообразного или пластового подтипа (рис. 3, а) представлены пологозалегающими пластообразными телами, которые часто совпадают с палеорусловыми отложениями, обогащенными растительным мусором. К этому подтипу принадлежат крупные рудные тела, в которых наряду с урановой смолкой и коффинитом отмечаются геохимически аномальные содержания V, Ca, Se, Cu и Pb. Их примерами являются: месторождения района Грантс в штате Нью-Мексико, залегающие в юрской формации Моррисон [41, 64], а также месторождения плато Колорадо на западе США [1]; месторождение Близзард в эоценовых отложениях в центральных районах южной части Британской Колумбии (Канада) [11, 68] и месторождение Тоно в миоценовых толщах Японии [54]. Образование

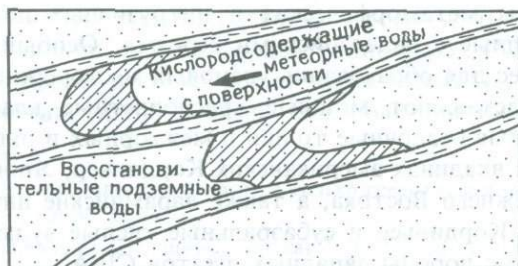
этих месторождений приписывается выщелачиванию урана *in situ* из обломочных зерен и вулканического стекла вмещающих песчаников окислительными подземными водами, последующей транспортировке его вниз по падению слоев вдоль палеорусел и осаждению в восстановительных условиях вокруг мест скопления разлагающегося органического вещества. Месторождения стэкового подтипа (рис. 3, б) сходны с предыдущими, но они накапливаются (*en échelon*) в переслаивающейся толще песчаников и сланцев вблизи непроницаемых подпруживающих структур, таких, как зоны сбросов или соляные диапиры. Их примерами могут служить некоторые месторождения района Мексиканского залива в третичных породах Техаса [28], а также ряд месторождений района Грантс (шт. Нью-Мексико) и района Ураван (шт. Колорадо), залегающих в юрской формации Моррисон. Подтип месторождений роллового фронта представлен пологопадающими ленточными залежами, имеющими серповидные очертания в поперечном разрезе и залегающими в песчаниках между слоями глинистых сланцев. Оруденение локализуется на границе окисленных (выше по падению) и восстановленных (ниже по падению) песчаников и представлено урановой смолкой и



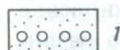
а



б



в



1



2



3

Рис. 3. Примеры различных урановых месторождений «песчаникового» типа: а — плитообразный подтип; б — стэковый подтип; в — ролловый подтип. Условные обозначения: 1 — песчаники и конгломераты; 2 — глинистые сланцы; 3 — руды.

коффинитом, ассоциирующимися с пиритом, гематитом и кальцитом при геохимически аномальных концентрациях V, Ni, Co, As, Ag, Cu, Se и Mo. Органическое вещество встречается в породах повсеместно. Образование месторождений роллового фронта (рис. 3, в) связывается с выщелачиванием урана из вулканических стекол и обломочного материала песчаников *in situ* и последующей его транспортировкой вниз по падению потоком кислородсодержащих подземных вод [1]. Осаждение урана происходит на фронте окисления — восстановления, возникающим при определенном гидростатическом равновесии между перемещающимися окислительными ураносными подземными водами и более глубинными восстановительными формационными водами. Примеры таких месторождений многочисленны в отложениях третичной формации Уинд-Ривер в межгорных бассейнах Вайоминга [19, 44, 73], в третичных отложениях Прибрежной равнины Мексиканского залива в Техасе [33], в триасовой формации Шинли и в юрской формации Моррисон вблизи Моаб (шт. Юта) и Ураван (шт. Колорадо) соответственно [63] — все это в Соединенных Штатах.

Одновременно с широким развитием уранового рудообразования в песчаниках на западе США проявились кислые интрузии ларамийского возраста (около 30 млн. лет), за которыми последовал субазальный, в преобладающей своей части кислый, бимодальный вулканизм. Эти магматические комплексы представляют собой еще один важный и последний цикл поступления урана в сиалическую земную кору. Обломочный материал пород магматических комплексов является существенным компонентом в третичных и более молодых песчаниках, которые вмещают многие урановые месторождения песчаникового типа, и, по всей вероятности, именно такой обломочный материал и вулканическое стекло были источником подвижного урана, который переотлагался и концентрировался в песчаниковых месторождениях. Кроме того, сами экструзивные и интрузивные породы местами вмещают урановое оруденение. С третичными вулканическими центрами, такими, как кальдера Мак-Дермитт (шт. Орегон, США), связаны значительные, хотя и низкосортные (менее 0,1% U_3O_8) месторождения урана. Урановое оруденение образует здесь крупные пологозале-

гающие плитообразные тела в измененных вулкано-кластических породах и туфах пепловых потоков, обрамляющих кальдеру. Оруденение сопровождается силицификацией и развитием существенно смектитового глинистого изменения, а также характеризуется геохимически аномальными концентрациями Hg, Be и F. Рудные зоны и ореолы изменений обрамляют поздние радиальные сбросы, образование которых связано с возрождением кальдеры, возможно, с этапом фумарольной деятельности при остывании вулканической породы в жерле и с дегазацией [80, 85, 90]. Другими примерами подобных месторождений являются Сьерра-де-Пенья-Бланка в Мексике [25, 40] и Спор-Маунтин в шт. Юта (США) [8, 58].

Два небольших, но очень высококачественных месторождения на западе Соединенных Штатов, возможно, являются примерами молодых месторождений, связанных с несогласиями. Рассеянная урановая смолка на руднике Питч в шт. Колорадо приурочена к смятым в складки и брекчированным доломитам, сланцам, песчаникам и углям миссисипского возраста, которые имеют тектонический контакт с гнейсами докембрия [65]. Эти докембрийские гнейсы аномально обогащены ураном, и, возможно, оруденение мезозойского или кайнозойского возраста в миссисипских породах формировалось при просачивании ураноносных подземных вод из соседних докембрийских толщ [27, 50]. Оруденение в районе Прайор-Маунтинс (шт. Монтана) приурочено к карстам, развивающимся по миссисипским известнякам Мадисон [76], и представлено уранинит-тюямунитовыми рудами, содержащими до 7% U_3O_8 , и ассоциирующимися с ними глинистыми минералами и окремнелыми брекчиями обрушения [53]. Таким образом, в условиях, близких к условиям рудника Питч, можно предполагать кайнозойский возраст оруденения.

Интерпретация материалов и обсуждение

В целом крупные концентрации урана встречаются в породах нижнего и среднего протерозоя, перми — карбона, юры — триаса и третич-

ного времени и, несомненно, отсутствуют в отложениях архея. За исключением морских черных углистых сланцев, бросается в глаза малочисленность урановых месторождений любого типа в пределах морских толщ фанерозоя, особенно в толеитовых сериях срединно-океанических хребтов и известково-щелочных магматических сериях островных дуг, так же как и в связанных с ними морских эпикластических породах. В то же время обнаруживаются сильные вещественные и структурные связи уранового оруденения с крупными эпизодами магматической деятельности толеитового и щелочного рядов в условиях растяжения континентальной коры. Последнее сопровождалось воздыманием, развитием крупных субаэральных несогласий, отмечавшихся пеплеизацией и интенсивным химическим выветриванием древних областей, а также отложением красноцветных песчаников. Исходя из геологической летописи Земли, можно высказать предположение, что уран в процессе геологической истории испытывал неоднократные периодические циклы обогащения, связанные с постгеосинклинальной магматической деятельностью. В пределах этих циклов формировались сингенетические, первичные месторождения магматической и метаморфо-анатектической групп. В дальнейшем в процессе эрозии этих областей возникали новые, вторичные месторождения урана кластогенной и гидrogenной групп, формировавшиеся в посторогенных бассейнах. Эти месторождения отражали эволюционные стадии в развитии различных механизмов миграции, комплексобразования и осаждения урана.

В архейских супракрустальных комплексах месторождения урана отсутствуют, за исключением небольших проявлений в связи с позднеархейскими гранитоидами. Отсутствие месторождений в архейских отложениях может показаться загадочным в свете представлений о восстановительном характере архейской атмосферы и гидросферы, а также в связи с многочисленностью в этих отложениях восстановительных железистых формаций и сульфидных месторождений цветных металлов [50]. Во всех этих обстановках неминуемо должен был бы осаждаться и уран, который мог присутствовать в возникавших тогда гидротермальных системах. Однако эти системы были сильно восстановительными

[49], что мешало сколько-нибудь значительному переносу урана водными растворами с обычными комплексообразующими компонентами. Таким образом, весьма вероятно, что в архейских супракрустальных комплексах уран попросту не мог быть мобилизован и не мог переноситься в водных системах. Другим важным ограничивающим фактором могло быть отсутствие более ранних, существовавших до обогащения протоконцентраций в породах или пород-источников, так как первый цикл поступления урана в земную кору произошел в период позднеархейской орогении. Вряд ли земная кора и мантия до позднеархейской орогении достигали достаточно высокой степени фракционирования в отношении урана. Образование слабо ураноносных гранитов в позднеархейское время, возможно, отмечает лишь начало становления маломощной еще сиалической земной коры в результате появления больших объемов кислых магм при частичном плавлении богатых водой архейских супракрустальных пород [48,91].

Раннепротерозойские породы, формировавшиеся до того, как атмосфера Земли стала окислительной, т. е. примерно до 2200 млн. лет назад, и вмещающие кластогенные месторождения уран-золото-пиритовых кварцево-галечных конгломератов, имеют глобальное распространение, ограничиваясь лито-стратиграфической диахронией примерно в 600 млн. лет в основании протерозойских отложений. Их уникальный состав, характеризующийся наличием окатанных обломочных зерен уранинита, золота и пирита в составе зрелых конгломератов, заставляет предполагать особые условия осадконакопления и особый источник. Считается, что уранинит и кварц поступали с денудированных соседних областей архейских кратонов. Сохранение в процессе выветривания и транспортировки обломочного пирита и уранинита объясняется восстановительным характером раннепротерозойской атмосферы. Согласно классическим представлениям, обломочный пирит и золото поступали при выветривании золотосодержащих пиритовых жил в соседних архейских супракрустальных зеленокаменных поясах. Это представление весьма проблематично, ибо в его пользу нет никаких определенных доказательств.

В качестве возможной альтернативы предлагается эндогенное, а не экзогенное происхождение

ние золота и пирита в этих протерозойских комплексах. Они могли поступать с глубины из переработанных изначально золотоносных пиритизированных кремнистых образований, сформировавшихся в мелководных фациях литорали или речных дельт при периодической неоднократной смене регрессивных и трансгрессивных условий. Первичные золотоносные пиритовые толщи, вероятно, формировались в раннепротерозойских отложениях при эксгалиационных гидротермальных разгрузках в зонах осадконакопления. Эта фумарольная деятельность, возможно, пространственно и генетически была связана с мощным интрузивно-экструзивным магматизмом основного ряда, который столь обычен для уникальных осадков раннего протерозоя, а также с рифтообразующими сбросами, возникающими при растяжении и контролирующими морфологию бассейна [10, 72]. В пользу такого предположения имеются косвенные, дополнительные свидетельства. На месторождениях Витватерсранда наряду с гораздо более важными «конгломератами» и «углеводородистыми рифами» разрабатываются и небольшие мало мощные золотоносные пиритовые прослои. Кроме того, важным стратиграфическим маркирующим горизонтом в серии Госпитал-Хилл системы Витватерсранд являются так называемые смятые слои — обогащенные магнетитом железистые образования алгомского типа, которые, вероятно, имеют эксгалиационное происхождение [42, 50]. Эта гипотеза могла бы также объяснить грубую зернистость пиритовых обломков при хорошей их окатанности: обломочный пирит, сохранившийся в условиях восстановительного выветривания, все же достаточно хрупок, и, вероятно, он не выдержал бы длительного переноса реками и не мог бы образовать подобные обломки. Более вероятным источником представляются локальные эндогенные золотоносные пиритовые прослои, которые, возможно, распадались на обломки в высокоэнергетических обстановках осадконакопления, описанных выше.

В процессе постепенного возрастания окислительных свойств земной атмосферы и гидросферы кластогенные месторождения древних конгломератов «вымирают» в результате исчезновения условий, необходимых для их формирования и сохранения. Как указывалось выше, наиболее молодыми месторождениями этого типа

являются месторождения района Эллиот-Лейк в провинции Онтарио (Канада). В них установлены агрегаты браннерита — лейкоксена ниже по падению от кластогенных уранинитовых руд, а также тухолит в слабо развитых водорослевых матах. Наличие этих минералов и характер их взаимоотношений позволяют предполагать перенос уранильных комплексов в формационных водах вторичными постседиментационными растворами, возможно, в процессе захоронения и диагенеза осадков. Они формировали урановые минералы второй генерации в тех местах, где присутствовали подходящие обломочные зерна. Хотя в целом обломочное происхождение этих руд сомнению не подвергается, представляется вполне возможным, что в несколько более молодых канадских рудах процесс диагенеза совпал с периодом изменения состояния атмосферы от восстановительной к окислительной, что обусловило появление в этих по сути своей обломочных месторождениях некоторых признаков гидрогенных образований.

Урановые месторождения в раннепротерозойских породах, сформировавшиеся после изменения восстановительных условий в атмосфере и гидросфере на окислительные, отражают главное изменение — переход от месторождений кластогенной группы к месторождениям гидрогенной группы, а также возникновение огромных ресурсов урана в кислородсодержащих морских водах, появление новых комплексобразующих компонентов и агентов переноса, а также повышение значения осаждения урана неорганическими и органическими восстановителями и адсорбции его глинами и Fe — Ti-гидроксидными минералами. Наличие ураноносных черных сланцев в мелко- и глубоководных карбонатных и терригенных отложениях отмечает эволюцию океанических бассейнов, повышение концентрации урана в которых предположительно обуславливалось возрастанием концентрации уранил-бикарбонатных и сульфатных комплексов. Эти сланцы позволяют также предполагать, что состав морской воды к концу раннего протерозоя был близок к современному, особенно в отношении критической глубины карбонатакопления, контролируемой глубиной бассейна, Eh, pH и микробиологической активностью.

Урановые месторождения в аренитах, сформировавшиеся в конце раннего протерозоя, весь-

ма близки по литологии вмещающих пород и геохимии к месторождениям в пермо-карбонных, мезозойских и третичных песчаниках. Важным различием является полное отсутствие в протерозое месторождений подтипа роллового фронта. Последние, по-видимому, представляют собой динамичные, гидрологические фронты окисления — восстановления, местами обогащенные ураном, перемещающиеся в близповерхностных подземных водах в пористых континентальных песчаниках. Возможно, их отсутствие в древних отложениях просто объясняется значительным возрастом этих пород, который обуславливает полную стабилизацию и фиксацию мигрировавшего урана в результате восстановления. Хотя ролловые фронты могли развиваться и в протерозойских песчаниках, они в дальнейшем стабилизировались и преобразовывались во времени в современные свои формы вследствие гидрогенной ремобилизации. Как и другие песчанниковые месторождения (плитообразного и стэкового подтипов) в фанерозойских породах, они представляют собой остатки или сохранившиеся варианты, «изолированные» при возобновлявшейся гидрологической ремобилизации. Это могло произойти в результате низкой проницаемости вмещающих пород и наличия других барьеров для потока подземных вод либо из-за простого отсутствия подтока подземных вод или локального обилия углеродистого вещества, пирита или глинистых минералов, фиксирующих уран в восстановленной четырехвалентной форме.

Орогения на рубеже 1800 млн. лет — в конце раннего протерозоя — была вторым циклом поступления урана в сиалическую кору. Эта эпоха включала формирование обогащенных ураном гранитных и сиенитовых интрузий и ассоциирующихся с ними вулканических пород, а также развитие ураноносных анатектоидных пегматитов в высокометаморфизованных гнейсовых комплексах. В сравнении с древними (2500 млн. лет) архейскими гранитоидами, которые принесли в верхние зоны коры относительно небольшие количества урана, со вторым крупным циклом поступили более значительные его количества, вероятно, в результате переработки древних протоконцентраций в раннепротерозойских аренитах и черных сланцах. С этой точки зрения важно отметить, что во всех сохранившихся выходах раннепротерозойских супракру-

стальных пород имеются проявления уранового оруденения.

Многочисленные рудопроявления урана в ранне- и среднепротерозойских субэкральных щелочных вулканических породах являются наиболее древними из месторождений этого типа. Они сходны с другими месторождениями в пермо-карбонных и третичных отложениях. Все рудопроявления связаны с посторогенной интракратонной магматической деятельностью, сопутствующей рифтообразованию. В настоящее время образование этих месторождений связывается с вулканогенными процессами — с экзгалиционной деятельностью [17, 61, 83], однако в интерпретации их генезиса еще много нерешенных проблем. Во-первых, вмещающие оруденение вулканические породы относятся к субэкральным образованиям и обычно окислены; в них проявлены гематитовое и глинистое изменения, обусловленные прохождением подземных вод. Во-вторых, рудные залежи стратифицированы, но не стратиформны. В них наблюдаются некоторые формы гидрогенного обогащения, когда уран в пределах вулканических толщ выщелачивается и переносится, а затем осаждается в восстановительных условиях близ фумарольных истечений.

Ранне- и среднепротерозойские урановорудные жилы, например жилы районов Ураниум-Сити в Саскачеване и Порт-Радий на Северо-Западных территориях Канады, в свое время были наиболее важными в мире эксплуатируемыми месторождениями жильного типа. В настоящее время их образование связывается с метаморфогенными флюидами. Однако и здесь интерпретация генезиса сталкивается с многими проблемами. Во-первых, в геологических разрезах каждого рудного района устанавливается несколько перерывов в осадконакоплении — несколько периодов субэкральной, континентальной седиментации и поверхностного выветривания в породах, более молодых, чем вмещающие оруденение. Эти перерывы грубо совпадают по времени с первичным оруденением. Примером могут служить формации Мартин и Атабаска в районе Ураниум-Сити (Саскачеван, Канада). Во-вторых, возникает вопрос, были ли метаморфические флюиды достаточно щелочными и окисленными, чтобы переносить уранильные соединения, особенно наиболее распространенные из

них — бикарбонатные комплексы. Если нет, то для переноса при низких рН и высоких температурах должны подразумеваться комплексы четырехвалентного урана. Однако такие восстановительные флюиды не способны вызвать обильную гематитизацию вмещающих пород. В качестве альтернативы для этих месторождений может быть предложено гидрогенное гипергенное происхождение — формирование при просачивании вниз окисленных ураноносных подземных вод во время домартинской и доатабасской эпох выветривания. Осаждение урана могло обуславливаться восстановлением вблизи графитистых и пиритсодержащих метаосадков и амфиболитов.

Среднепротерозойские породы содержат крупные, связанные с несогласиями месторождения урана. Интересен четкий их контроль поверхностью несогласия этого возраста, на которой проявилось глубокое и интенсивное выветривание. Вблизи подобных несогласий более молодого возраста месторождения такого типа не известны, за очень небольшим исключением — кайнозойских месторождений Прайор-Маунтинс в шт. Вайоминг и Питч в шт. Колорадо. Наиболее вероятно для этих месторождений гидрогенное гипергенное происхождение. Комплекс малых и микроэлементов в этих месторождениях сопоставим с таковым других гидрогенных месторождений, например месторождений в песчаниках. Повторное переотложение и неоднократное растворение и осаждение, возможно, определяют молодой изотопный возраст ремобилизованного оруденения в перекрывающих кварцевых песчаниках [21]. Вероятно, важную роль в концентрации урана играли глинистые и другие адсорбирующие уран минералы [38, 56]. Коры выветривания, лежащие под кварцевыми песчаниками формаций Комболджи (Австралия), Атабаска, Телон и Хорнби-Бей (Саскачеван и Северо-Западные территории, Канада), представляются уникальными как по своей распространенности, так и по степени зрелости. Судя по прекрасно развитым палеопочвам, эти коры, вероятно, отвечают длительному периоду латеритизации [21].

Резкое изменение условий осадкообразования, характера тектонических движений и позиции средне- и позднепротерозойских отложений, а также изменение сопутствующих им урановых

месторождений — все это является свидетельством глубоких изменений в самих процессах формирования земной коры. В отложениях этого возраста отсутствуют известково-щелочные вулканические породы и офиолитовые комплексы, характерные для районов развития океанической коры [39, 48, 50]. В породных комплексах преобладают мелководные морские и аллювиальные терригенные песчаные или карбонатные осадки, а также толеитовые базальты и связанные с ними гипабиссальные интрузии. Все эти породы формировались в пассивно погружающихся рифтогенных бассейнах. Складчатые пояса этого возраста редки. Вероятно, этот период истории Земли характеризовался рифтовым тектогенезом на стабильных кратонах, подвергавшихся интенсивному химическому выветриванию и пенепленизации. Хотя не все механизмы этих явлений до конца понятны, явное отсутствие комплексов, формирующихся в условиях сжатия, в связи с явлениями субдукции и обдукции (офиолиты), при доминировании в разрезах отложений рифтогенных структур и стабильных платформ, подтверждает теоретическое представление о том, что средний и поздний протерозой — периоды глобального растяжения [48, 50]. В дополнение к важным и специфичным урановым месторождениям, связанным с несогласиями, широкое развитие получили специфичные для того времени медные и свинец-цинк-серебряные сульфидные месторождения в терригенных осадках. В то же время полностью отсутствуют жильные месторождения золота и колчеданные месторождения цветных металлов в вулканических толщах, связанных с подводными излияниями [48, 50]. Эти особенности также можно объяснить с позиции тектоники обширнейших растяжений.

Метаморфические гнейсовые комплексы, связанные с широко проявившейся позднепротерозойской орогенцией (примерно 1000—700 млн. лет), содержат многочисленные ураноносные анатектоидные пегматиты и штоки гранитов. Эта орогенция отметила третий цикл поступления урана в сиалическую кору, и, как в предшествующие циклы, перераспределение и концентрация урана обуславливались частичным плавлением в процессе складчатых дислокаций ранее образовавшихся ураноносных супракрупных пород. Соответственно наиболее важ-

ные месторождения относятся к магматической и метаморфо-анатектической группам — это Банкрофт в провинции Онтарио (Канада), Рёссинг в Намибии и Лагоа-Реал в Бразилии, залегающие в породах, сформировавшихся во время третьего орогенного перераспределения урана.

Стратиграфические и палеонтологические исследования выявляют в отложениях раннего палеозоя две особенности, которые весьма важны с точки зрения концентрации урана в породах этого возраста: обилие морских карбонатных пород и резкое размножение биологических форм и большое их разнообразие. Первое в сочетании с непрерывным поступлением урана в океанические бассейны с речным стоком позволяет предполагать наличие огромных количеств урана в океанах того времени, вероятно, в виде щелочных уранил-бикарбонатных комплексов. Эти условия, по-видимому, нашли свое отражение в глобальном распространении нижнепалеозойских ураноносных черных сланцев [4]. Биохимические формы переноса и восстановление становятся с этого времени важной причиной осаждения и накопления урана. Образование черных сланцев за счет органогенных илов, отлагавшихся в анаэробных условиях средне- и глубоководных изолированных бассейнов, вероятно, отражает чрезмерную биологическую активность приповерхностных фототропных зон раннепалеозойских морей. Наоборот, слабое развитие наземной жизни в додевонское время жестко ограничивало биогенное осаждение урана в додевонских континентальных терригенных осадочных породах.

Верхнепалеозойские комплексы свидетельствуют о четвертом цикле урана в сиалической коре в течение таконской и герцинской орогений. С последней непосредственно связаны герцинские жилы и месторождения в вулканических породах. В эпоху постгерцинской денудации и выветривания обогащенных ураном позднегерцинских интрузивных и экструзивных комплексов формировались пермо-карбоновые месторождения в песчаниках. Накопление урана происходило в аллювиальных континентальных терригенных осадках этого возраста и контролировалось структурными ловушками и обогащенными органическим веществом пачками. За единственным, но очень заметным исключением — месторождений, приуроченных к несогласиям, — ура-

новые месторождения этого возраста по тектоническим особенностям и составу вмещающих пород весьма сходны с месторождениями, связанными с раннепротерозойской орогенной (1800 млн. лет). Наблюдается существенное повторение благоприятных для рудообразования условий, хотя в несколько сокращенном объеме как во времени, так и в пространстве.

Мезозойские и кайнозойские толщи, особенно в западной части США, содержат множество значительных урановых месторождений в песчаниках, относящихся к подтипам плитообразных (плащеобразные залежи), стэковых и ролловых месторождений, а также некоторое количество месторождений в вулканических породах. Как и следовало ожидать, динамичные, постоянно перемещающиеся залежи подтипа роллового фронта преобладают в наиболее молодых третичных породах бассейнов Вайоминга, где окончательная фиксация мигрирующего урана еще не достигнута. В противоположность этому более стабильные месторождения плитообразного и стэкового подтипов весьма многочисленны в мезозойских породах плато Колорадо. Последние формировались периодически в течение мезозойского времени в связи с серией местных поднятий, таких, как Антлер, Анкомпагре и Зуни, и опять же следовали в своем развитии за денудацией, выветриванием, накоплением континентальных терригенных осадков и образованием потоков ураноносных подземных вод. В связи с ларамийской орогенной и поднятием, происшедшим около 30 млн. лет назад, возникли также щелочные и кислые интрузивные и экструзивные породы. Они представляют собой еще один, хотя и более локальный, цикл поступления урана в сиалическую кору — наиболее молодой из всех. Эти магматические породы в конечном счете поступали в виде ураноносного кластического материала в посторогенные межгорные впадины, в которых затем формировались эпигенетические месторождения подтипа роллового фронта. В постларамийских кайнозойских породах даже в настоящее время наблюдается значительная подвижность урана вблизи метастабильных и даже активно перемещающихся урановых залежей, как, например, в районе Лацио в Италии и на некоторых месторождениях подтипа роллового фронта в Вайоминге.

Заключение и выводы

Две группы процессов — орогенические, сопровождающиеся гранитным магматизмом, и поверхностного выветривания, — комбинируются в геологическом времени в различных сочетаниях и проявляясь с различной степенью интенсивности, формируют крупнейшие урановые месторождения мира. В связи с орогеническими процессами, сопровождающимися гранитными интрузиями и анатексисом ранее образовавшихся пород, возникают первичные, однако экономически менее важные месторождения в гранитах, сиенитах, вулканических породах и пегматитах, относящиеся к магматической и метаморфо-анатектической группам. Разнообразие этих месторождений обусловлено разнообразием метасоматических процессов и степенью кристаллизационной дифференциации. С процессами выветривания связаны огромные, экономически наиболее важные вторичные месторождения кластогенной и гидрогенной групп, сформированные при разрушении пород сиалической коры, сопровождавшемся миграцией урана и последующим осаждением его в весьма разнообразных условиях. Урановые месторождения при этом попадают как в сингенетические, так и в диагенетические и эпигенетические категории образований. Месторождения магматической, метаморфо-анатектической и кластогенной групп, а также морские черные сланцы гидрогенной группы формируются существенно одновременно с вмещающими породами, тогда как другие месторождения гидрогенной группы являются диагенетическими и эпигенетическими и образуются после отложения вмещающих пород.

По геологическим особенностям урановые месторождения обнаруживают отчетливую эволюцию в геологическом времени. Так, древнероссыпные месторождения в конгломератах ограничены в своем распространении только самыми ранними толщами протерозоя; месторождения, относящиеся к типу приуроченных к несогласиям, связаны главным образом со среднепротерозойскими комплексами; анатектоидные пегматиты наиболее продуктивны в позднепротерозойских гнейсовых комплексах; ураноносные черные сланцы пользуются широким распространением в нижнепалеозойских толщах, а ме-

сторождения в песчаниках наиболее обычны в мезозойских и кайнозойских породах. Изменения, результатом которых является развитие различных типов месторождений, можно обобщить, подчеркнув особенности эволюционных перемен во времени таких фундаментальных аспектов генезиса месторождений, как источники урана, процессы его мобилизации, переноса и отложения.

Многочисленные геохимические данные указывают на накопление урана в энциалических обстановках, особенно в связи с кислыми и щелочными гранитоидами и сиенитами, а также в сланцах. Эти породы в некоторых случаях обогащаются до уровней промышленных концентраций. Однако, как правило, они характеризуются только минимальными промышленными концентрациями, хотя и являются весьма важным источником урана для обеих ветвей упомянутых выше рудогенерирующих процессов. Существенное обогащение ураном кислых магматических пород или метаморфических образований и сланцев в архейских комплексах наблюдается редко, и, по-видимому, оно не характерно для этого времени. Отсутствие пород-источников является одним из важнейших факторов, объясняющих отсутствие сколько-нибудь значительных месторождений урана.

Каждая из трех следующих друг за другом крупных орогений докембрия, проявившихся во всем мире на рубежах, примерно отвечающих 2500, 1800 и 1000 млн. лет, характеризовалась завершением нового цикла урана и тория в земной коре в результате магматической (анатектической) переработки ранее образовавшихся породных комплексов и продуктов их эрозии. Соответственно количество урана в этих породах-источниках и содержание его возрастали со временем, и наилучшие месторождения магматической и метаморфо-анатектической групп встречаются в породах, связанных именно с третьей по счету орогенией, т. е. около 1000 млн. лет назад. Еще более молодые фанерозойские орогении также породили сходные ураноносные породы и месторождения, однако они оказались менее существенными по сравнению с докембрийскими, хотя имеют широкое распространение и местами промышленное значение.

Важнейшими ураномобилизующими процессами были магматические, они являются доми-

нирующими для высокотемпературных первичных месторождений магматической и метаморфо-анатектической групп. Каждая крупная орогения, как докембрийская, так и фанерозойская, сопровождается периодом воздымания, эрозии и выветривания. Эти процессы высвобождали и мобилизовали уран из обогащенных им пород-источников при воздействии поверхностных низкотемпературных водных растворов. Затем уран мигрировал с образованием серии вторичных месторождений кластогенной и гидрогенной групп.

Перенос урана при формировании месторождений магматической и метаморфо-анатектической групп происходил с помощью высокотемпературных дифференциатов и флюидов, связанных со слабо окисленными силикатными расплавами. Уран, по-видимому, переносился в форме гидроксидов четырехвалентного урана или в виде фторидных и фосфатных комплексов. Как нам представляется, гидротермальная транспортировка урана не играла существенной роли в течение всей геологической истории, вероятно, в связи с существенно преобладающим восстановительным характером этих флюидов. Транспортировка урана до накопления кислорода в атмосфере Земли (примерно до 2200 млн. лет) осуществлялась водными суспензиями, в виде обломочных зерен в поверхностных водных потоках вместе с минералами титана и тория, пиритом и золотом. В течение всех последующих периодов выветривания уран переносился отдельно от тория в кислородсодержащих подземных водах в виде карбонатных, фторидных и фосфатных комплексов уранила. В среднепалеозойское время с появлением достаточно обильной наземной растительности важными комплексообразующими агентами при переносе урана иногда становились металлорганические соединения. Транспортирующими флюидами были как кислородсодержащие поверхностные водные потоки, так и окислительные подземные воды, которые переносили шестивалентный уран до мест его восстановления и осаждения в речных отложениях или в море.

Способы накопления урана в магматических и метаморфо-анатектических месторождениях — это осаждение из расплавов, вероятно, при понижении рН, парциального давления кислорода или двуокиси углерода, а также активности ком-

плексообразующих анионов. Хорошо известно накопление урана в поздних дифференциатах магматических и анатектических расплавов, однако этот процесс, по-видимому, все же недостаточно эффективен для образования месторождений с содержанием U_3O_8 свыше 0,1% на рабочую мощность минерализованных зон. До изменения условий атмосферы и гидросферы Земли на окислительные уран накапливался в речных, дельтовых и прибрежных фациях в обломочном материале. Отложение подчинялось законам механической дифференциации при внезапном замедлении скорости поверхностного водного потока: в этом случае имеют значение размеры зерен и удельный вес минералов. Месторождения типа древних россыпей, образующиеся таким способом, подчинялись закону физического ограничения обогащения тяжелыми минералами, в связи с чем концентрации урана в них редко превышают 0,12% U_3O_8 на рабочую мощность рудоносных пластов.

После установления окислительных условий на поверхности Земли процессы осаждения урана из кислородсодержащих подземных вод были связаны с восстановлением таких рудоносных растворов. Этот процесс породил к тому же высокоэффективный концентрирующий механизм, гораздо более эффективный, чем при древних процессах осаждения урана, и создающий в богатых месторождениях руды с содержанием U_3O_8 в несколько процентов. Такое обогащение объясняется как продолжительностью выветривания, которое генерирует ураноносные подземные воды, так и высокой эффективностью осаждения в сильно восстановительных условиях. После орогенеза — на рубеже 1800 млн. лет — кислородсодержащие ураноносные подземные воды перемещались в пористых терригенных континентальных осадках вдоль крупной базальной поверхности несогласия или вблизи нее. Осаждение урана происходило вблизи зеркала восстановительных подземных вод под воздействием неорганических осадителей в связи с наличием графитистых и пиритизированных пород в фундаменте или в результате адсорбции урана на глинистых минералах или железистых и титанистых гидроксидов. Образующиеся месторождения формировались либо непосредственно ниже, либо несколько выше поверхности древнего несогласия; они представляют собой уникаль-

ную по экономической значимости группу гидrogenных месторождений, связанных с несогласиями. Осаждение урана в гидrogenных жильных месторождениях, характерных для средне- и позднепротерозойских комплексов, происходило сходным образом. Эти месторождения, хотя и мелкие по масштабам, имеют более значительную вертикальную протяженность от поверхности несогласия. Осаждение урана при восстановлении кислородсодержащих подземных вод происходит и в настоящее время с одним существенным изменением: со среднепалеозойского времени появились захороненные остатки наземного органического вещества, которое с течением времени все более вытесняло неорганические восстановители как главные агенты-осадители.

После установления окислительных условий на поверхности Земли воды, дренирующие континенты, несли уран в океаны, где он осаждался в результате восстановления органическим веществом, в первую очередь в эвксинных бассейнах. В возникших в связи с этим бедных месторождениях черных сланцев содержание U_3O_8 редко превышает 0,05%. Там, где кислородсодержащие ураноносные подземные воды проходят

через континентальные кластические осадки, локальное развитие восстановительных условий, возникающих благодаря высоким содержаниям захороненного органического вещества или застойным явлениям, обуславливает осаждение урана с образованием различных подтипов урановых месторождений в песчаниках.

Благодарности

Авторы признательны за помощь д-рам Л. Куртису из Торонто (Канада) и Р.У. Ходдеру из Отделения геологии Университета западного Онтарио (Лондон, Канада). Д-р Куртис сделал весьма полезные замечания и представил информацию по нескольким типам урановых месторождений, обсуждаемых в настоящей статье. Д-р Ходдер критически рассмотрел первый вариант статьи и сделал конструктивные замечания. Авторы также глубоко признательны Национальному совету Канады по научным и техническим исследованиям за финансовую помощь и поддержку в исследованиях.

Литература

1. Adler H.H. Concepts of uranium-ore formation in reducing environments in sandstones and other sediments. In Formation of uranium deposits (Vienna: IAEA, 1974), 141—68.
2. Aumento F. Distribution and evolution of uranium in the oceanic lithosphere. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A291, 1979, 423—31.
3. Bain J.H.C. Uranium mineralization associated with late Palaeozoic acid magmatism in northeast Queensland. BMR J. Aust. Geol. Geophys., 2, 1977, 137—47.
4. Bell R.T. Uranium in black shales — a review. In Short course in uranium deposits: their mineralogy and origin. Kimberley M.M., ed. (Toronto: The University Press for Mineralogical Association of Canada, 1978), 307—29.
5. Bell K. A review of the geochronology of the Precambrian of Saskatchewan — some clues to uranium mineralization. Mineralog. Mag., 44, 1981, 371—8.
6. Berning J. et al. The Rössing uranium deposit, South West Africa. Econ. Geol., 71, 1976, 351—58.
7. Bjorlykke K. Depositional history and geochemical composition of Lower Palaeozoic epicontinental sediments from the Oslo region. Norg. geol. Unders. no. 305, 1974, 81 p.
8. Burt D.M. and Sheridan M.F. A model for the formation of uranium lithophile elements deposits in fluorine-enriched volcanic rocks. Open-file Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-225(80), 1980.
9. Cameron E.N. et al. Internal structure of granitic pegmatites (Lancaster, Pa: Economic Geology Publishing Co., 1949), 115 p. (Econ. Geol. Monogr. 2).
10. Card K.D. and Hutchinson R.W. The Sudbury structure: its regional geological setting. In New developments in Sudbury geology. Guy-Bray J.V., ed. Spec. Pap. geol. Ass. Can., no. 10, 1972, 67—78.
11. Christopher P.A. and Kalnins T. Exploration for basal type uranium deposits in B.C. Western Miner., April 1977, 75—9.
12. Cloud P. A working model of the primitive earth. Am. J. Sci., 272, 537—48.
13. Cloud P. Major features of crustal evolution. Trans. Proc. geol. Soc. S. Afr. Annexure, 79, 1976, 33 p.
14. Conant L.C. and Swanson V.E. Chattanooga Shale and related rocks of central Tennessee and nearby areas. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 357, 1961, 91 p.
15. Cuney M. Geologic environment, mineralogy, and fluid inclusions of the Bois Noir — Limouzat uranium vein, Forez, France, Econ. Geol. 73, 1978, 1567—610.

16. Curtis L. Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks — examples from Canada, Australia, and Italy. In *Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks*. Goodell P.C. and Waters A.C., eds. AAPG Studies in Geology, no. 13, 1981, 37—53.
17. Curtis L. and Miller A.R. Uranium geology in the Amer-Dubawnt-Yathkyed-Baker Lakes region, Keewatin District, N.W.T., Canada. In *Uranium in the Pine Creek geosyncline*. Fersudon J. and Goleby A.B. eds. (Vienna: IAEA, 1980), 595—616.
18. D'Agnolo M. Novazza uranium deposits (Bergamasque Alps). In IAEA summer school proceedings (Vienna: IAEA, 1969), 237—54.
19. Dahl A.R. and Hagmaier J.L. Genesis and characteristics of the southern Powder River Basin uranium deposits, Wyoming, U.S.A. Reference 1, 201—18.
20. Dahlkamp F.J. and Tan E.H. Geology and mineralogy of the Key Lake U-Ni deposits, northern Saskatchewan, Canada. In *Geology, mining and extractive processing of uranium*. Jones M.J., ed. (London: IMM, 1977), 145—57.
21. Dahlkamp F.J. Geologic appraisal of the Key Lake U—Ni deposits, northern Saskatchewan. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 1430—49.
22. Dahlkamp F.J. Typology and geographic/geotectonic distribution of uranium deposits. In *Energy resources*. Burolet P.F. and Ziegler V., eds. (Paris: Edition Technip, 1980), 499—536. (26th Int. geol. Congr., Colloque C2).
23. Dawes P.R. Field investigation in the Precambrian terrain of the Thule District, North-West Greenland. *Gronlands geol. Unders.*, Rep. of Activities, 1978, no. 95, 1979, 14—22.
24. Dearnley R. Orogenic fold-belts and a hypothesis of earth evolution. *Phys. Chem. Earth*, 7, 1966, 1—114.
25. DeVoto R.H. Uranium in Phanerozoic sandstone and volcanic rocks. Reference 4, 293—306.
26. Dyck W. The mobility and concentration of uranium and its decay products in temperate surficial environments. Reference 4, 57—100.
27. Dupree J.A. and Maslyn R.M. Paleokarst controls on localization of uranium at Pitch Mine, Sawatch Range, Colorado. AAPG, Bull., 63, 1979, 826 (Abstract).
28. Eargle D.H. and Weeks A.M.D. Geologic relations among uranium deposits, South Texas, Coastal Plain Region, U.S.A. In *Ores in sediments*. Amstutz G.C. and Bernard A.J., eds. (Berlin, etc.: Springer-Verlag, 1973), 101—13.
29. Fei Q. and Shaokang H. Present exploration status of the Lianshanguan uranium deposit, northeast China, Reference 17, 655—61.
30. Ferguson J. and Rowntree J.C. Vein-type uranium deposits in Proterozoic rocks. Reference 22, 485—96.
31. Fyfe W.S. The geochemical cycle of uranium. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A291, 1979, 433—45.
32. Fyfe W.S. et al. Uranium mobilization into overthrust Archean basement, Bahia, Brazil. In GAC-MAC joint annual meeting, programme with abstracts (Waterloo, Ont.: Geological Association of Canada, 1982), 51.
33. Galloway W.E. et al. Catahoula Formation of the Texas Coastal Plain: depositional systems, composition, structural development, ground-water flow history, and uranium distribution. Rep. Invest. Texas Bur. Econ. Geol. no. 87, 1977, 59 p.
34. Gastil G. The distribution of mineral dates in time and space. *Am. J. Sci.*, 258, 1960, 1—35.
35. Gauthier-Lafaye F. et al. Le gisement d'Oklo et ses reacteurs de fission naturels. Reference 17, 663—73.
36. Geisel E. et al. O distrito uranifero de Lagao Real, Bahia. *An. XXXI Congr. Bras. Geol.*, 3, 1980, 1499—510.
37. Chandi S.S. Geological setting and genetic aspects of uranium occurrences in the Kaipokok Bay — Big River area, Labrador. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 1492—522.
38. Giblin A.M. The role of clay adsorption in genesis of uranium ores. Reference 17, 521—9.
39. Glikson A.Y. The missing Precambrian crust. *Geology*, 7, 1979, 449—54.
40. Goodell P. and Carraway K. Geology of Sierra Peña Blanca Region, Chihuahua, Mexico. AAPG Bull., 65, 1981, 760—1 (Abstract).
41. Granger H.C. et al. Sandstone-type uranium deposits at Ambrosia Lake, New Mexico — an interim report. *Econ. Geol.*, 56, 1961, 1179—210.
42. Gross G.A. Principal types of iron-formation and derived ores. *Trans. Can. Inst. Min. Metall.*, 69, 1966, 41—4.
43. Gross W.H. Evidence for a modified placer for auriferous conglomerates, Canavieiras mine, Jacobina, Brazil. *Econ. Geol.*, 63, 1968, 271—6.
44. Harshman E.N. Uranium rolls in the United States. *Mountain Geol.*, 9, 1972, 135—41.
45. Hegge M.R. et al. Geologic setting of the East Alligator uranium deposits and prospects. Reference 17, 259—72.
46. Hills J.H. and Richards J.R. Pitchblende and galena ages in the Alligator Rivers region, Northern Territory, Australia. *Mineral. Deposita*, 11, 1976, 133—54.
47. Hoeve J. et al. Athabasca basin unconformity-type uranium deposits: a special class of sandstone-type deposits? Reference 17, 575—94.
48. Hutchinson R.W. Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution. In *The continental crust and its mineral deposits*. Strangway D.W., ed. Spec. Pap. geol. Ass. Can. 20, 1980, 659—84.
49. Hutchinson R.W., Fyfe W.S. and Kerrich R. Deep fluid penetration and ore deposition. *Minerals Sci. Engng.* 12, 1980, 107—20.
50. Hutchinson R.W. Mineral deposits as guides to supracrustal evolution. In *Evolution of the Earth*. O'Donnell R.J. and Fyfe W.S., eds. *Geodynamics Series* 5, 1981, 120—40.
51. Hyde R.S. Uranium deposits in the Carboniferous Deer Lake Basin, western Newfoundland. Programme meeting CIM Geology Division, Saskatoon, Saskatchewan, 1981.
52. Jackson G.D. and Iannelli T.R. Rift-related cyclic sedimentation in the Neohelikian Borden Basin, northern Baffin island. In *Proterozoic basins of Canada*. Campbell F.H.A., ed. *Pap. geol. Surv. Can.* 81—10, 1981, 269—302.
53. Jarrard L.D. Some occurrences of uranium and thorium in Montana, with sections on prospecting for radioactive minerals. *Misc. Contr. Montana Bur. Mines Geol.*, no 15, 1957, 90 p.

54. *Katayama N., Kubo K. and Hirono S.* Genesis of uranium deposits of the Tono mine, Japan, Reference 1, 437—52.
55. *Knipping H.D.* The concepts of supergene versus hypogene emplacement of uranium at Rabbit Lake, Saskatchewan, Canada. Reference 1, 531—49.
56. *Langmuir D.* Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochim. cosmochim. Acta.* 42, 1978, 547—69.
57. *Leroy J.* The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille district (western Massif Central, France): geologic and fluid inclusions studies. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 1611—34.
58. *Lindsay D.A.* Volcanism and uranium mineralization at Spor Mountain, Utah. Reference 16, 89—98.
59. *McLennan S.M. and Taylor S.R.* Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling. *Nature, Lond.*, 285, 1980, 621—4.
60. *McMillan R.H.* Uranium in Canada. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 25, 1977, 1222—49.
61. *McMillan R.H.* Genetic aspects and classification of important Canadian uranium deposits. Reference, 4, 187—204.
62. *Mitterperger M.* Genetic characteristics of uranium deposits associated with Permian sandstones in the Italian Alps. Reference 1, 299—311.
63. *Motica J.E.* Geology and uranium-vanadium deposits in the Urvan mineral belt, Southwestern Colorado. In *Ore deposits of the United States 1933—1967*. Ridge J.D., ed. (New York: AIME, 1968), 805—13.
64. *Nash J.T.* Uranium deposits in the Jackpile Sandstone, New Mexico, *Econ. Geol.*, 63, 1968, 737—60.
65. *Nash J.T.* Geology, petrology, and chemistry of the Leadville Dolomite: host for uranium at the Pitch Mine, Saguache County, Colorado. Open File Rep. U.S. geol. Surv. 79—1566, 1979, 54 p.
66. *Needham R.S., Crick I.H. and Stuart-Smith P.G.* Regional geology of the Pine Creek Geosyncline. Reference 17, 1—22.
67. *Needham R.S., Ferguson J. and Prichard C.E.* Excursion guide for the international uranium symposium on the Pine Creek Geosyncline, N.T., Australia (Sydney: The Symposium, 1979), 37 p.
68. Norcen Energy Resources Limited. Royal Commission on Inquiry into uranium mining: phase 1, overview 1979, 11 p.
69. *O'Rourke P.J.* Maureen uranium fluorite molybdenum prospect, Georgetown. In *Economic geology of Australia and Papua New Guinea 1*. Metals. Knight C.L., ed. (Parkville: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 1975), 764—9. (Monogr. Series no. 5).
70. OECD Nuclear Agency and IAEA. World uranium potential (Paris: OECD, 1978), 170 p.
71. *Preto V.A.* Setting and genesis of uranium mineralisation at Rexspar. *CIM Bull.*, 71, Dec. 1978, 82—8.
72. *Pretorius D.A.* The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits. In *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, volume 7. Wolf K.H., ed. (Amsterdam: Elsevier, 1976), 29—88.
73. *Rackley R.I.* Environment of Wyoming Tertiary uranium deposits. *Mountain Geol.*, 9, 1972, 143—57.
74. *Rich R.A., Holland H.D. and Petersen U.* Hydrothermal uranium deposits (Amsterdam: Elsevier, 1977), 264 p.
75. *Richardson K.A., Killeen P.G. and Charbonneau B.W.* Results of a reconnaissance type airborne gamma-ray spectrometer survey of the Blind River — Elliot Lake area. *Pap. geol. Surv. Can.* 75-1A, 1975, 133—5.
76. *Roberts A.E.* Stratigraphy of the Madison Group near Livingston, Montana, and discussion of karst and solution-breccia features. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 526-B, 1966, 23 p.
77. *Robertson D.S.* Basal Proterozoic units as fossil time markers and their use in uranium prospecting. Reference 1, 495—512.
78. *Robertson J.A.* The Blind River uranium deposits: the ores and their setting. *Misc. Pap. Ontario Ministry nat. Res.* 65, 1976, 45 p.
79. *Robertson J.A.* Uranium deposits in Ontario. Reference 4, 229—80.
80. *Roper M.W. and Wallace A.B.* Geology of the Aurora uranium prospect, Malheur County, Oregon. Reference 16, 81—8.
81. *Roscoe S.M.* Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield. *Pap. geol. Surv. Can.* 68—40, 1969, 205 p.
82. *Roscoe S.M.* The Huronian Supergroup, a palaeoproterozoic succession showing evidence of atmospheric evolution. *Spec. Pap. Geol. Ass. Can.* no. 12, 1973, 31—47.
83. *Ruzicka V.* Geological comparison between east European and Canadian uranium deposits. *Pap. geol. Surv. Can.* 70—48, 1971, 196 p.
84. *Ruzicka V.* Phanerozoic uranium deposits and occurrences in Europe and eastern North America. Reference 4, 217—28.
85. *Rytuba J.J. and Conrad W.K.* Petrochemical characteristics of volcanic rocks associated with uranium deposits in the McDermitt Caldera Complex, Reference 16, 63—72.
86. *Sassano G.P., Fritz P. and Morton R.D.* Paragenesis and isotopic composition of some gangue minerals from the uranium deposits of Eldorado, Saskatchewan, *Can. J. Earth Sci.*, 9, 1972, 141—57.
87. *Sibbald T.I.I., Munday R.J.C. and Lewry J.F.* The geological setting of uranium mineralization in northern Saskatchewan. In *Uranium in Saskatchewan*. Dunn C.E., ed. *Spec. Publ. Sask. geol. Soc.* no. 3, 1977, 51—98.
88. *Theis N.J.* Mineralogy and setting of Elliot Lake deposits. Reference 4, 331—8.
89. *Tremblay L.P.* Geological setting of the Beaverlodge-type of vein-uranium deposit and its comparison to that of the unconformity-type. Reference 4, 431—56.
90. *Wallace A.B. and Roper M.W.* Geology and uranium deposits along the northeastern margin, McDermitt Caldera Complex, Oregon, Reference 16, 73—9.
91. *West G.F.* Formation of continental crust. Reference 48, 117—49.
92. *Ypma P.J.M. and Fuzikawa K.* Fluid inclusion and oxygen isotope studies of the Nabarlek and Jabiluka uranium deposits, Northern Territory, Australia. Reference 17, 375—95.

Поиски урана

Ричард Г. Де Вото

Эта статья представляет собой обзор методов и технологии, которые обычно используются в какой-либо степени при поисках и разведке урана. Так как уран вездесущ и в малых количествах ($0,2-5 \text{ млн}^{-1}$) встречается практически во всех породах земной коры (табл. 1), поиски урана, в сущности, являются поиском обстановок, в которых геологические процессы приводят к возникновению повышенных его концентраций. Так как уровень концентраций урана, представляющих экономический интерес, зависит от настоящих и будущих цен на него как на энергетическое топливо, уместно коротко рассмотреть здесь экономические факторы.

Все природные проявления урана, за исключением известного месторождения в Габоне, где в протерозойских породах происходила природная реакция деления (феномен Окло), содержат три изотопа урана в следующих относительных количествах (в % по массе):

^{238}U	99,28
^{235}U	0,71
^{234}U	0,0054

Изотоп ^{235}U , который составляет только 0,71% на любом урановом проявлении, обладает естественным делением и является основным топливом в обычных реакторах (энергетические

Таблица 1. Средние содержания урана (млн^{-1})

Кора в целом	2	Граниты	4
Морская вода	3 млрд^{-1}	Глинистые сланцы	3,2
Базальты	0,5	Песчаники	2,2
Андезиты	2	Известняки	1,3

Colorado School of Mines, Golden, Colorado, U.S.A.

установки). Изотоп ^{238}U , составляющий основную массу ($\sim 99,3\%$) на любом урановом проявлении, может быть превращен в полезное топливо — изотоп ^{239}Pu , не существующий в природе, — в результате бомбардировки ^{238}U нейтронами высоких энергий, генерируемыми при реакции деления ^{235}U в конвертер- или бридер-реакторах (рис. 1). Таким образом, при техническом усовершенствовании ядерных энергетических установок возможно 5—50-кратное увеличение (табл. 2) энергии, получаемой из того же килограмма урана [18, 28].

При современных экономических факторах для вновь сконструированных электроэнергетических установок (электростанций) обнаруживается грубое экономическое соответствие: 12 долл. за баррель нефти, 25 долл. за тонну угля и 80—100 долл. за фунт U_3O_8 , даже в случае относительно неэффективного сжигающего (только ^{235}U) реактора. Таким образом, при текущих (1983 г.) ценах на уран (приблизительно 20 долл. за фунт U_3O_8) и других равных факторах (политических, окружающей среды и т. д.) существует важное экономическое побуждение (в условиях свободного рынка) к тому, чтобы большинство новых электрогенерирующих установок были ядерными энергетическими станциями. Другими словами, даже при нынешних ценах и, несомненно, более высоких в будущем, поскольку по разным причинам (экономическим и политическим) цены на уголь и нефть продолжают расти, цены на уран будут изменяться таким образом, чтобы имел место баланс в структуре спроса и предложения.

Цены на уран существенно влияют на урановые ресурсы, доступные для человека. На рис. 2 графически показано соотношение между ценой

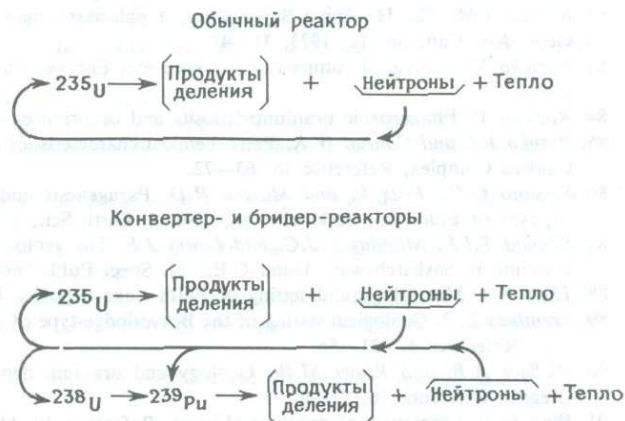


Рис. 1. Схемы ядерных реакторов.

Таблица 2. Общие потребности в уране стран свободного рынка до 2050 г. [28]

Тип или система реактора	Природный уран, 10^6 т при росте потребности в ядерном топливе:	
	низкой	высокой
Легководный — не Pu-обратный цикл	38	60
Легководный — Pu-обратный цикл	25	43
Легководный — ториевый бридер	23	44
Ториевый (цикл CANDU)	17	30
На быстрых нейтронах	10	15
Жидкотопливный ториевый	9	16
Жидкотопливный на быстрых нейтронах	5	10

урана и качеством крупных близповерхностных месторождений урансодержащих пород, которые могут рассматриваться как реальные урановые ресурсы. Из рисунка видно, что минимальный, экономически приемлемый уровень для любой рыночной цены зависит от: 1) размера и геометрии уранового месторождения; 2) глубины и условий его разработки; 3) технологических характеристик руд; 4) других факторов основных и текущих расходов.

Рисунок 2 не отражает, однако, того факта, что увеличение цен за фунт U_3O_8 за период 1973—1976 гг. с 6 до 40 долл. повлекло за собой



Рис. 2. Содержание урана, цена и различные типы урановых ресурсов.

снижение экономически приемлемого содержания U_3O_8 с 0,20—0,30 до 0,04—0,05%. Это обстоятельство способствовало тому, что экономически важными стали некоторые типы геологических ресурсов с низкими концентрациями урана. Открытие и подготовка к эксплуатации огромных по запасам и высококачественных месторождений типа «несогласия» в Австралии и Канаде существенно затормозили разведку и подготовку ресурсов с низким содержанием урана.

Геологические обстановки уранонакопления

Первый и важный шаг в любой поисковой программе на уран — это развертывание интегрированного геологического и геохимического анализов и понимание генезиса потенциальных концентраций урана. Министерство энергетики США попыталось недавно распределить проявления урана по категориям, с тем чтобы способствовать выявлению благоприятных для уранонакопления геологических обстановок [15, 17, 29]. Среди множества подобных обстановок имеется несколько, которые к настоящему времени являются важными в возникновении известных в мире запасов урана, экономически значимых при современных уровнях цен. Общие аспекты этих геологических обстановок, а также геологические и геохимические факторы, контролирующие урановые проявления, описаны в других разделах этой книги.

Исторически основным источником урана были: 1) нижнепротерозойские уранинитовые россыпные месторождения в кварцево-галечных конгломератах; 2) эпигенетические урановые месторождения в песчаниках, во многих случаях локализованные среди или около окислительно-восстановительных поверхностей раздела подземных вод; 3) гидротермальные жилые урановые месторождения. Эти три различные геологические обстановки характеризуют основные источники урана, который был получен с 1940-х до начала 1970-х годов; в настоящее время они продолжают быть важным ориентиром при поисках новых урановых месторождений.

Однако поиски промышленных урановых месторождений распространяются на многие гео-

логические обстановки, которые в большинстве случаев не привлекали внимания в прошлом. Наиболее значительными среди них являются: 1) урановые месторождения в гранитах; 2) гидротермальные месторождения в щелочных интрузивных породах; 3) месторождения в измененных кислых или щелочных вулканических пеплах, пепловых потоках или урановые месторождения в вулканокластических толщах; 4) месторождения, связанные с несогласиями; 5) калькредовые урановые месторождения аридных обстановок.

На эти и другие относительно менее оцененные геологические обстановки было обращено особое внимание в 1970-х годах, в результате чего в каждой из обстановок были обнаружены важные урановые месторождения.

Расширение поисков экономически приемлемых урановых ресурсов и улучшение рыночных и технологических факторов явились причиной поисковых и подготовительных работ, направленных на то, чтобы превзойти уровень, достигнутый к 1970 г. Ресурсы с низким содержанием урана, которые были известны, но игнорировались, например урансодержащие черные углеродистые сланцы и морские фосфориты, подготавливаются для извлечения урана. Применение метода подземного выщелачивания позволило эксплуатировать урановые месторождения, которые ранее были непромышленными из-за малого размера, низких содержаний или значительной глубины. Разведочное бурение и подготовительные работы на новых типах урановых месторождений распространились на большие глубины.

Поисковая технология

В перечень технических приемов, использованных при поисках урана, можно было бы включить не только большинство приемов, которые применяются при поисках нефти, газа и других минеральных продуктов, но также и некоторые необычные, специфические для урана. Основное внимание здесь обращается на обзор тех технических приемов, которые широко используются или могут оказаться полезными при поисках урана.

Поисковая техника обычно рассматривается или перечисляется по дисциплинам, например геология, дистанционные методы, геофизика, геохимия, геоботаника, поисковое бурение. По существу, может быть разработан полный список инструментов или технических приемов для их применения. В принятом нами подходе акцент делается на стоимостно-эффективной технике, позволяющей снизить затраты, и дается обзор ее полезности в поисковых программах — от рекогносцировочных до более локальных или детальных.

РЕКОГНОСЦИРОВОЧНАЯ ПОИСКОВАЯ ТЕХНИКА. Техника широкого использования в рекогносцировочных поисковых программах включает: 1) геологическое картирование, анализ и поиск благоприятных геологических обстановок; 2) анализ и синтез дистанционных данных; 3) гамма-спектрометрию (воздушную и наземную); 4) гидрогеохимическое опробование и опробование осадков потоков и озер.

В зависимости от характера и масштаба поисковой программы вышеуказанные рекогносцировочные работы часто проводятся одновременно (первая фаза поисков), после чего результаты суммируются, анализируются и определяются локальные площади для более детальных поисковых работ (вторая фаза поисков). В других случаях рекогносцировочные работы проводятся более или менее последовательно, с тем чтобы площадь и масштабы последующих работ определялись по результатам предыдущих. Так, например, не обязательно проведение воздушной и наземной гамма-спектрометрии по всей площади; ею могут быть охвачены только отдельные участки с благоприятной геологической обстановкой, выявленные при начальных работах.

Геологическое картирование. Геологическое картирование на рекогносцировочной основе заключается в сборе всего доступного материала геологических съемок или первоначального картирования посредством использования дистанционных образов, главным образом аэрофотоснимков, с рекогносцировочной полевой проверкой. Цель рекогносцировочного геологического картирования в урановой поисковой программе — локализовать и установить границы геологических обстановок, потенциально благоприятных для обнаружения урановых проявлений. Таким образом, перечисленные выше геологиче-

ские обстановки уранонакопления существенно помогают описанию благоприятных геологических обстановок, которые должны быть оценены для каждой площади рекогносцировочного геологического картирования. Для осадочных бассейнов всесторонний стратиграфический анализ отдельных толщ и их измененных разностей может помочь сосредоточить усилия на благоприятной площади внутри бассейна [11].

Дистанционные данные. Легко доступные дистанционные данные, такие, как Ландсат- и ERTS-образы, а также черно-белые и цветные аэрофотоснимки недороги и при разумном использовании могут оказаться полезными при рекогносцировочном геологическом картировании и определении контуров благоприятных геологических обстановок. Комбинированное использование средневысотных (~ 1:62 000) черно-белых и низковысотных (~ 1:12 000) цветных фотоснимков весьма эффективно в поисковых работах на уран при переходе от мелкомасштабного рекогносцировочного картирования к крупномасштабному и более детальному [10]. Инфракрасные многополосные спектральные и радиолокационные данные имеют ограниченное применение при поисках урана, хотя распространение длинноволновых многополосных спектральных данных в последнее время показало их полезность при картировании глинисто-минеральных изменений и типов почв и пород [20].

Гамма-спектрометрия. Большинство известных крупных урановых районов мира было обнаружено радиометрически воздушной или наземной высокоточной радиометрической съемкой, при которой гамма-излучение высоких энергий в результате радиоактивного распада ^{238}U -серии (^{214}Bi), ^{232}Th -серии (^{208}Tl) и ^{40}K было измерено как общая гамма-активность [22]. Радиометрическая съемка была, по существу, главным поисковым инструментом в течение многих лет как для проспекторов, так и для геологов. В настоящее время широко используются более усовершенствованные (и более дорогие) гамма-спектрометры, которые имеют большую чувствительность, чем ранние приборы, и селективно измеряют излучение от каждого элемента урановой (^{214}Bi) и ториевой (^{208}Tl) серий, а также от ^{40}K .

Таким образом, гамма-спектрометр получил широкое применение в воздушной и наземной

радиометрической съемке при рекогносцировочной и детальной фазах урановых поисковых программ. Рекогносцировочная аэроспектрометрическая съемка на больших пространствах оказывается весьма полезной не только при геологическом картировании, но и в установлении очертаний площадей с проявлением радиоактивных аномалий.

Основное ограничение гамма-съемки состоит в том, что она, по существу, двумерна. Гамма-лучи проникают только на 1—6 футов почвы или породы и ослабляются или абсорбируются воздухом, водой, растительностью и снегом. При поисках урановых ресурсов воздушная и поверхностная гамма-съемки становятся менее полезными при исследовании более глубоких подповерхностных обстановок (на практике для этой цели используется скважинный гамма-каротаж). Тем не менее поверхностные аномалии радиоактивности являются хорошим отправным пунктом для глубоких поисков.

Меньшее ограничение гамма-съемки состоит в том, что аномалия гамма-радиоактивности (спектрометрически) вызвана аномальным содержанием ^{214}Bi , дочернего продукта цепи распада ^{238}U . Уран при этом может быть геохимически отделен от ^{214}Bi . Однако разделение не должно быть значительным, и определение ^{214}Bi служит косвенным указанием на материнский ^{238}U .

Гидрогеохимическая съемка и съемка отложений потоков и озер. Большинство известных уранорудных районов мира было обнаружено опробованием на уран подземных или поверхностных вод либо отложений потоков и озер. Эти съемки чрезвычайно полезны как при рекогносцировочных, так и более локальных поисках, потому что обнаруживаемые ими аномалии обычно более широкие, нежели урановые аномалии радиоактивности; такие съемки, особенно гидрогеохимическая съемка подземных вод, могут приводить к обнадеживающим результатам при исследовании приповерхностных обстановок [5].

Однако полезность гидрогеохимических съемок изменчива, что зависит от количества осадков, стока и фоновых характеристик. Поверхностная гидрогеохимическая съемка недостаточна эффективна не только в аридных зонах или в аридные периоды, но также в областях или в пе-

риоды большого выпадения осадков и стока из-за разбавления любых аномальных содержаний урана в водах. На гидрогеохимическую съемку подземных вод не влияют климатические изменения, и, следовательно, ее полезность более существенна. Однако различные вмещающие породы имеют различные фоновые содержания урана [в формации Уинд-Ривер (эоцен) в бассейне Вайоминг уровень фона в подземных водах обычно составляет $1-5 \text{ млрд}^{-1}$, тогда как в формации Уайт-Ривер (олигоцен) — от 10 до 20 млрд^{-1}]; поэтому гидрогеохимические данные по подземным водам должны интерпретироваться с большой осторожностью.

Съемка отложений потоков и озер обычно не дает значимой информации о приповерхностных обстановках, но, поскольку поверхностная дренажная сеть является эффективным коллектором почвенных составляющих, эти съемки при систематическом опробовании могут быть использованы на рекогносцировочных и локальных стадиях для определения вариаций содержания урана на больших площадях в подстилающих породах и в любых видах растительности и почвенного покрова. О полезности этих съемок свидетельствует пример открытия урано-никелевого месторождения Ки-Лейк под более чем 200-футовыми ледниковыми наносами в северном Саскачеване в результате опробования озерных отложений вниз от месторождения по ледниковым наносам [27].

ДЕТАЛЬНЫЕ ПОИСКОВЫЕ МЕТОДЫ. Детальные поисковые методы обычно применяются на перспективных «целевых» площадях, которые были оконтурены при рекогносцировке или при более региональных поисковых приемах. Поисковые методы, используемые обычно в различных комбинациях при локальных или детальных программах, включают: 1) детальное геологическое картирование и картирование зон изменения; 2) детальную гидрогеохимическую съемку; 3) детальную радиометрическую съемку; 4) радоновую и гелиевую почвенно-газовую съемки; 5) геохимическую съемку почв и пород; 6) приповерхностный стратиграфический анализ; 7) нерадиометрическую геофизическую съемку; 8) геоботанику и биогеохимию; 9) поисковое бурение и каротаж.

Геологическое строение площади детальных поисков и характер потенциально благоприят-

ных геологических обстановок определяют относительную полезность и последовательность использования этих и других детальных поисковых приемов. Эти методы не могут быть использованы единообразно для всех геологических целей. Ниже подчеркивается ряд их принципиальных особенностей.

Детальное геологическое картирование и картирование зон геохимических изменений. Многие генетические типы урановых месторождений связаны с изменением вмещающих пород [1]. Поэтому картирование площадей изменений — чрезвычайно полезная поисковая методика во многих геологических обстановках. Например, окислительно-восстановительный раздел (местоположение многих эпигенетических урановых месторождений в песчаниках) легко различим в обнажениях или в керне скважин по характеру окисления многих составляющих пород: пирит замещается лимонитом или гематитом либо выщелачивается; углистый дебрис разрушается; железомagneзиальные силикаты и полевые шпаты могут быть изменены или разрушены; может измениться и минералогия глин [13, 16]. Эти очевидные изменения могут картироваться литологически, но могут определяться и косвенно — по магнитной восприимчивости (изменение минералов железа) или методом вызванной поляризации (пирит или глинистые изменения).

Детальная гидрогеохимическая съемка. Гидрогеохимическая съемка эффективна не только при детальных поисковых программах, но и при рекогносцировочных. Тщательный анализ содержаний урана, радона и гелия в подземных водах, а также других химических параметров, таких, как pH, Eh, щелочность, SO_4^{2-} , HCO_3^- и Cl^- , вкпе с пониманием гидрологии подземных вод позволяют максимально использовать гидрогеохимическую съемку подземных вод при детальных поисках урановых месторождений [6, 25]. Иллюстрацией этому может служить южный бассейн Паудер-Ривер в Вайоминге. На рис. 3 показано содержание урана в приповерхностных подземных водах в горизонтах Уинд-Ривер и Фт.-Юнион относительно размещения урановых месторождений этого бассейна. Интерпретация данных по урану неточная, потому что опробовались подземные воды из ряда песчаных водоносных горизонтов в пределах глинисто-песчаниковой толщи. Однако общая



Рис. 3. Содержание урана в приповерхностных подземных водах в южном бассейне Паудер-Ривер (шт. Вайоминг) [9]. Жирной штриховой линией обозначен окислительно-восстановительный раздел, вдоль которого встречается много урановых руд. Для всех точек вне контура 3 млрд^{-1} содержание урана составляет 2 млрд^{-1} . Стрелкой показано направление движения подземных вод, установленное по пьезометрическим данным. Тонкие длинные штриховые линии — изолинии пьезометрической поверхности (в метрах). Точками показаны пункты опробования.

картина показывает, что в подземных водах в области восстановленных, неизмененных песчаников в направлении понижения уровня подземных вод от окислительно-восстановительной границы раздела, в которой встречаются урановые руды, содержатся не более 2 млрд^{-1} урана и исчезающе малые количества SO_4^{2-} . В подземных же водах вверх по их градиенту от урановых месторождений в окисленной, измененной части песчаников содержится более 2 и до 230 млрд^{-1} урана, а также около 50 млн^{-1} SO_4^{2-} . Таким образом, геологический механизм переноса урана и SO_4^{2-} растворами в окисленной тыловой области и эффективное извлечение из подземных вод осаждением уранинита и пирита вблизи окислительно-восстановительного раздела были установлены гидрогеохимической съемкой.

В этом случае геологический анализ данных о содержаниях урана и SO_4^{2-} в подземных водах должен показать, что поисковые работы следует сосредоточить в переходной зоне от высоких содержаний урана к низким, а не в области высоких его концентраций.

Содержание гелия в подземных водах в пределах той же самой площади показано на рис. 4. Картина распределения гелия свидетельствует о смещении аномальных его содержаний в подземных водах ($\geq 6 \text{ млн}^{-1}$) вниз по градиенту подземных вод от урановых месторождений. Гелий, как известно, образуется при радиоактивном распаде урана и его дочерних продуктов; поэтому гелий, сформировавшийся в местах урановых месторождений, очевидно, переносился грунтовыми водами, которые перемещались в северо-восточном направлении. Схематический разрез (рис. 5) показывает возможную причину (связанную с перетоком подземных вод из области питания в область разгрузки) смещения обнаруженной площади аномалии гелия, извлеченного из урановых руд и захваченного приповерхностными подземными водами. Таким образом, урановая и гелиевая гидрогеохимическая съемка подземных вод в сочетании с анализом гидрологии данной площади может дать ценную информацию о том, на каких участках перспективных площадей следует сосредоточить поисковое бурение.

Еще более важным является предположение (рис. 6), что гелий мигрирует в вертикальном направлении от порождающих его урановых накоплений через тысячи футов перекрывающих сланцев, углей и песчаников и может быть обнаружен в аномальных концентрациях в подземных водах водоносных горизонтов, стратиграфически далеких от вмещающих уран пород. Если это действительно так, то опробование подземных вод на гелий как при рекогносцировочных, так и при детальных поисках урана должно быть более широким, чем это имеет место в сегодняшних поисковых программах. В случае необходимости следует изолировать потенциальные вмещающие водоносные горизонты, чтобы распределение гелия в подземных водах могло быть использовано в сочетании с гидрогеохимическими данными при поисках урана.

Показано также, что полный химический анализ подземных вод и подсчет индексов насы-

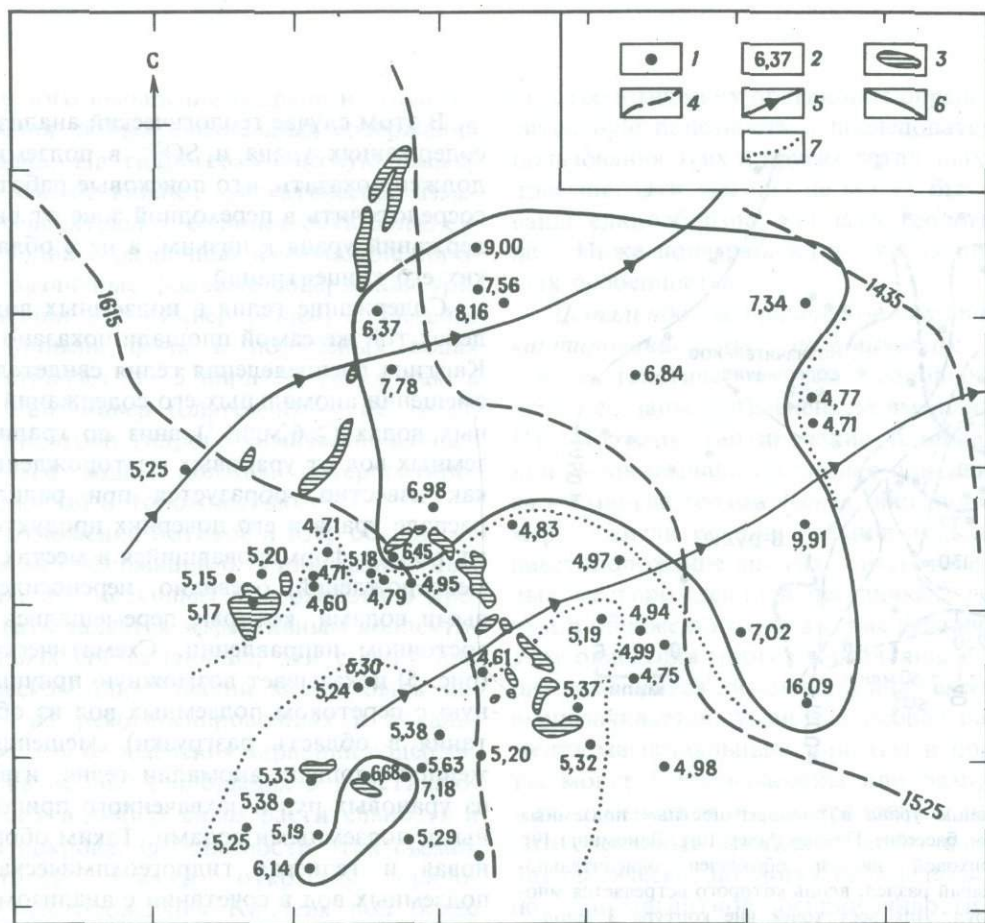


Рис. 4. Концентрации гелия в воздухе, находящемся в равновесии с водой в пробах, отобранных из скважин в южном бассейне Паудер-Ривер, Вайоминг [9]. 1 — скважины; 2 — содержание гелия в воде (в млн⁻¹); 3 — зона минерализации; 4 — изолинии статических уровней воды (в метрах); 5 — направление движения подземных вод; 6 — контур содержания гелия в 6 млн⁻¹; 7 — контур содержания гелия в 5 млн⁻¹. Деление на рамке равно 6 милям (9,66 км).



Рис. 5. Пути движения подземных вод относительно урановых месторождений и относительные содержания гелия и урана в пробах подземных вод; южный бассейн Паудер-Ривер [9].

Рис. 6. Схематический геологический разрез с указанием относительных содержаний урана и гелия в пробах вод водоносных горизонтов; район Грантс — Амброзия-Лейк (обратите внимание на высокие содержания гелия в подземных водах водоносных горизонтов в тысячах футов выше месторождений в правой части разреза [9]).

щения для урановых минералов и других индикаторов на ЭВМ являются мощным инструментом при поисках урана в районах, где возможно предствительное опробование подземных вод [6, 23].

Детальная радиометрическая съемка. Такая съемка полезна при детальных поисковых программах, где распределение поверхностной радиоактивности относительно литологии и зон изменения может быть важным для выявления благоприятной геологической обстановки. Например, поверхностная радиоактивность вдоль гематитизированных, брекчированных жильных структур может иметь важное значение при поисках гидротермальных урановых месторождений гильного типа, в то время как поверхностные съемки радиоактивности могут не представлять большой ценности при поисках глубоко захороненных эпигенетических месторождений в песчаниках. Детальная радиометрическая съемка была полезна в бассейне Атабаска северного Саскачевана при поисках по радиоактивным валунам в ледниковых отложениях. Урановые месторождения были обнаружены при изучении геоморфологии ледниковых отложений для определения направления движения ледника и прослеживании радиоактивных валунов до их коренного источника [14, 27].

Таким образом, детальные геологические съемки должны проводиться выборочно с учетом геологических образований и природы благоприятных геологических обстановок. Излишне говорить, что при поисках урана в близповерхностных обстановках радиометрические съемки все еще могут быть эффективным и недорогим методом исследования.

Радоновые и гелиевые почвенно-газовые съемки. Эти съемки могут быть полезны при детальных и полурегиональных поисковых программах, потому что оба инертных газа образуются при радиоактивном распаде урана и его дочерних продуктов и потому что эти газы могут мигрировать от захороненных урановых месторождений с образованием аномальных концентраций радона и(или) гелия в почвенных газах. Таким образом, захороненное урановое месторождение может быть косвенно обнаружено по аномальным концентрациям радона и(или) гелия в почвенных газах.

Существующая техника проведения радоновой и гелиевой съемки (отбор почвенных газов в

поле и немедленный анализ их на содержание радона и гелия) дает низкокачественные результаты [25], так как обычно метеорологические изменения и суточный термальный и растительный респираторный эффекты вызывают более заметные вариации содержаний радона и гелия в почвенном газе, нежели в аномалиях, обусловленных рудными месторождениями. Следовательно, технология радоновой и гелиевой почвенно-газовой съемки требует значительного улучшения, и она будет эффективной в будущем при усовершенствовании и использовании «аккумуляторов» — приборов, посредством которых будут измеряться количества радона или гелия, поступающие в почву или почвенный газ за тот или иной период времени (месяц или два).

При детальных поисковых программах широкое распространение получило измерение кумулятивного радона в почвенном газе посредством обнаружения альфа-излучения чувствительной фотопленкой или альфа-электрометрами, помещенными в почву на определенный период времени. Основное ограничение пригодности радоновой почвенно-газовой съемки — это период полураспада ^{222}Rn (3,8 сут), продолжительность жизни радона как дочернего продукта в серии распада ^{238}U . Относительно короткий период полураспада означает, что радон, отделившийся от захороненного уранового месторождения, должен мигрировать в почву в течение 20 сут или около этого, чтобы стало возможным обнаружение его аномалии. Если нет открытых нарушений или трещин, способствующих перемещению радона от месторождения к поверхности, то при указанном ограничении во времени маловероятно, чтобы радоновая почвенно-газовая аномалия оказалась на большем уровне, чем несколько сот футов от захороненного уранового месторождения. Тем не менее кумулятивный радон в почвенно-газовой съемке служит важным инструментом «проникновения» под поверхность при детальных поисках. Блестящими примерами использования кумулятивного радона в почвенно-газовой съемке при детальных поисках служат открытие захороненного уранового месторождения в Спокан-Маунтин (шт. Вашингтон) [21] и поиск урановых жил в Фронт-Рейндж (шт. Колорадо) [10].

Гелиевая съемка находится в начальной стадии своего развития, однако существующие ис-

следования показывают, что она может быть даже более полезной, чем радоновая почвенно-газовая съемка [8, 9]. Гелий не подвержен, как радон, ограничению короткого периода полураспада и не является радиоактивным; следовательно, он не распадается. Гелий, отделившийся от захороненного уранового месторождения, может перемещаться на большее расстояние от месторождения (от более глубокого месторождения) и может быть обнаружен как аномальный продукт в почвенном газе (или подземной воде). Однако высокий уровень содержания гелия в атмосфере ($5,2 \text{ млн}^{-1}$) затрудняет обнаружение гелиевой аномалии в почвенном газе в ходе некумулятивной съемки. Метеорологический и суточный растительный респираторный эффекты таковы, что некумулятивные гелиевые почвенно-газовые измерения должны быть скорректированы с вариациями в содержаниях главных газов, что является дорогостоящим приемом. Развитие кумулятивных гелиевых систем должно значительно расширить применение гелиевых почвенно-газовых съемок при поисках захороненных урановых месторождений. Почвенная влага может быть отчасти аккумулятором гелия, поэтому сбор и анализ этого газа в почвенной влаге могут стать еще одним важным направлением гелиевых почвенно-газовых съемок. В любом случае стремление понять и объяснить распределение урана в приповерхностных обстановках потребует расширенного использования почвенно-газовых съемок.

Геохимическая съемка почв и пород. Проведение геохимической съемки почв и пород может быть эффективным при детальных поисках, когда содержания урана или других ассоциирующихся с ним малых металлов в подстилающих породах или почвах могут быть надежным проводником к захороненному урановому месторождению [5, 21]. Например, урановая, медная или молибденовая почвенные геохимические съемки могут быть весьма ценными при детальных поисках урановых жильных месторождений в образованиях, где урановые жильные концентрации ассоциируются с сульфидами меди и молибдена.

Однако при поисках эпигенетических урановых месторождений в песчаниках, удаленных от земной поверхности, геохимические съемки пород и почв имеют небольшую ценность. Тем не менее

в будущем весьма полезными могут стать поиски аномалий твердых дочерних продуктов газообразного ^{222}Rn (и, следовательно, серии распада ^{238}U), таких, как ^{210}Po , ^{210}Pb , ^{206}Pb , или $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$, при почвенных геохимических съемках в любой геологической обстановке, в которой могло находиться урановое месторождение как возможный источник для миграции радона и последующей генерации его твердых дочерних продуктов в почве. Таким образом, геохимические съемки почв и пород должны применяться выборочно в соответствии с характером геологических образований и природой благоприятных геологических обстановок.

Подповерхностный стратиграфический анализ. Подповерхностный стратиграфический анализ может быть чрезвычайно эффективным инструментом при региональных или полурегиональных поисковых работах в осадочных бассейнах при поисках эпигенетических урановых месторождений в песчаниках или протерозойских ураноносных кварцево-галечных конгломератах. Очевидно, наличие подповерхностных данных является важным фактором в использовании этого анализа. Как в любом геологическом анализе, подповерхностные данные должны интегрироваться с другими имеющимися данными, особенно данными по обнажениям, так как анализ, в сущности, представляет собой распространение геологического картирования на подповерхностные обстановки.

Детальный подповерхностный стратиграфический анализ является составной частью любой программы поискового бурения. Литологические данные, полученные по буровым скважинам, должны быть использованы и объединены для того, чтобы составить представление о составе подповерхностных пород, их изменениях и видах минерализации [11].

Нерадиометрические геофизические съемки. В поисках урана все большее применение получают нерадиометрические геофизические съемки, поскольку они позволяют распространять поиски на все более глубокие подповерхностные зоны и способствуют лучшему пониманию геологического контроля благоприятных уранконцентрирующих обстановок [26]. Нерадиометрические геофизические съемки селективного использования при поисках урановых месторождений включают гравиметрическую, магнитную,

электрические (электромагнитную, сопротивления и вызванной поляризации) и сейсмическую съемки. Использование каждого из этих нерадиометрических геофизических методов сходно с таковым в поисковых программах на другие виды минерального сырья (табл. 3).

Таким образом, различные нерадиометрические геофизические методы должны использоваться избирательно как наиболее подходящие для решения специфических геологических проблем или обеспечения специфической информацией, способствующей пониманию геологии района.

Примерами недавнего использования нерадиометрических геофизических съемок могут служить исследования в бассейне Атабаска северного Саскачевана, где были проведены обычные воздушные магнитометрическая и электромагнитная съемки и наземная электромагнитная съемка с целью картирования разрывных смещений в складчатом фундаменте или в зоне несогласия в основании песчаников Атабаска, и определения проводящих зон скалывания и (или) графитовых горизонтов в комплексах складчатого основания. Бурение на основе таких съемок привело к открытию ряда урановых месторождений

на востоке бассейна Атабаска [4, 7, 14]. Установлено также, что воздушная и наземная магнитометрические съемки могут быть полезны при оконтуривании перспективных геологических обстановок, а съемка методом вызванной поляризации позволила обнаружить сульфидные минералы в пределах недавно открытого уранового месторождения в Спокан-Маунтин (шт. Вашингтон) [21].

Геоботаника и биогеохимия. При поисках урана геоботаника обычно широко не используется. При расширенном применении дистанционных образов и многополосных спектральных данных обнаружение угнетенной растительности или определенных ее типов, предпочитающих специфические почвы и(или) подстилающие породы, может привести к более широкому использованию геоботаники при геологическом картировании и картировании зон изменения.

Использование биогеохимии может оказаться полезным при детальных поисковых программах, так как оно позволяет производить эффективное опробование на несколько десятков футов ниже земной поверхности. Растительность может содержать аномальные количества урана и других малых элементов, ассоциирующихся с урановыми месторождениями, и благодаря глубокому проникновению ее корневой системы она может обеспечить такую глубину исследования, которую не дает почвенная геохимическая съемка. Замечены предположительно аномальные содержания урана в эвкалиптах в окрестностях урановых месторождений района Ист-Аллигейтор-Риверс (Северная территория, Австралия) [2] и в соснах вблизи жильных урановых месторождений Фронт-Рейндж (шт. Колорадо) [10]. Эффективным поисковым приемом в некоторых районах оказался также анализ содержаний урана в гумусовой составляющей почв [21].

Поисковое бурение и каротаж. Поисковое бурение и каротаж не только являются конечными приемами любых поисковых работ на уран, но и сами по себе чрезвычайно важны, ибо дают очень ценную информацию относительно подповерхностной геологии. Следовательно, как поисковая техника поисковое бурение и каротаж позволяют распространять геологические исследования на подповерхностные обстановки. На рис. 7 показано, как поисковое бурение и каротаж могут быть использованы для определения

Таблица 3

Нерадиометрическая геофизическая съемка	Геологическое использование (картирование)
Гравиметрическая съемка	Геологические структуры — региональное и локальное; погребенные каналы — локальное
Магнитная съемка	Геологические структуры — региональное и локальное; изменение магнитных минералов — локальное
Электрические съемки:	
электромагнитная	Графитовые проводники, концентрации пирита, погребенные каналы, разрывные структуры
сопротивления	Погребенные каналы, разрывные, жильные структуры
вызванной поляризации	Сульфидные минералы, изменение глинистых минералов
Сейсмическая съемка	Геологические структуры — региональное и локальное; фациальные изменения; погребенные каналы — локальное; картирование зон несогласия

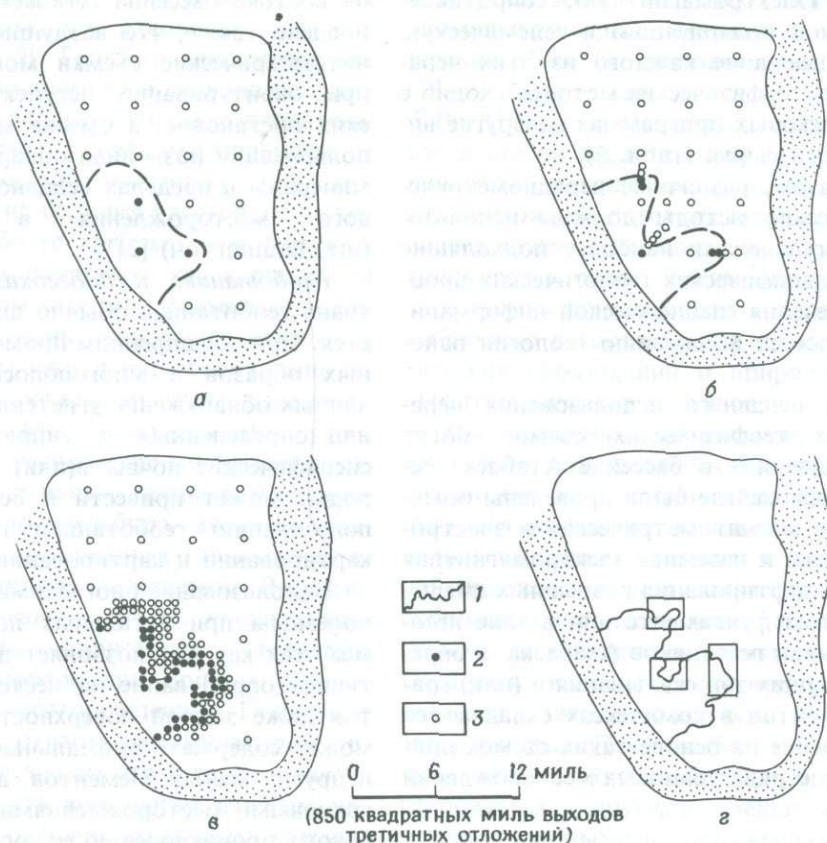


Рис. 7. Последовательность бурения на уран в гипотетическом бассейне третичного возраста в Вайоминге [3]. *а* — рекогносцировочная стадия 1, 20 скважин; *б* — стадия 2, определение фронта, 25 скважин (всего 45); *в* — стадия 3, бурение по сетке вдоль фронта, 90 скважин (всего 135); *г* — стадия 4, детальное разбуривание минерализованных площадей, 2000 скважин (всего 2135). 1 — фронт локализации руд; 2 — скважины в измененных песчаниках; 3 — скважины в неизмененных песчаниках.

подповерхностной геологии, чтобы последующее бурение было сконцентрировано в пределах благоприятных геологических обстановок.

Каротаж поисковых буровых скважин является чрезвычайно полезным поисковым методом [24]. Он должен включать (как минимум) систематический литологический каротаж и каротаж зон изменения, гамма-каротаж и каротаж методом естественных потенциалов—сопротивления.

В определенных обстоятельствах могут быть оправданы и полезны методы магнитной восприимчивости (изменение магнитных минералов), вызванной поляризации (изменение глинистых и сульфидных минералов) и гамма-спектрометрический каротаж. Разработан каротаж методом запаздывающих нейтронов, который позволяет оценивать содержание урана в

буровой скважине, — дорогостоящий метод каротажа, но особенно ценный при разведочных работах.

Заклучение

Поиски урана являются, по существу, поиском геологических обстановок, в которых геологические процессы оформили повышенные концентрации урана. Намечаются следующие благоприятные геологические обстановки, в которых встречаются экономически ценные месторождения урана: 1) нижнепротерозойские уранинитовые россыпные месторождения в кварцевогалечных конгломератах; 2) эпигенетические ура-

новые месторождения в песчаниках, в большинстве случаев локализованные среди окислительного раздела подземных вод или вблизи него; 3) гидротермальные жильные урановые месторождения; 4) урановые месторождения в гранитах; 5) гидротермальные урановые месторождения в щелочных интрузивных породах; 6) месторождения в измененных кислых или щелочных вулканических пеплах и пепловых потоках либо вулканокластические урановые месторождения; 7) урановые месторождения, связанные с несогласиями; 8) калькретовые урановые месторождения в обстановках подземных вод пустынь; 9) урансодержащие, богатые углеродистым веществом черные сланцы.

В настоящее время поисковая деятельность в мире сконцентрирована в основном на поиске радиоактивности в обнажениях и аномалий в благоприятных геологических обстановках и на поисках в подповерхностных благоприятных геологических обстановках с известной урановой минерализацией.

В 1970-х годах улучшение конъюнктуры уранового рынка и развитие технологических процессов позволили распространить поисковые и

разведочные работы на ресурсы с более низким содержанием урана, на большие глубины залегания и на меньшие по запасам урановые месторождения. При рекогносцировочных поисках урана поисковые методы широкого пользования включают геологическое картирование и поиск благоприятных геологических обстановок, анализ и синтез дистанционных данных, гамма-спектрометрию (воздушную — наземную) и гидрогеохимическое опробование, опробование отложений потоков и озер.

Детальные поисковые методы, которые обычно используются на перспективных «целевых» площадях, намеченных при рекогносцировочных поисках, включают: 1) детальное геологическое картирование и картирование зон изменения; 2) детальную гидрогеохимическую съемку; 3) детальную радиометрическую съемку; 4) радоновую и гелиевую почвенно-газовую съемку; 5) геохимическую съемку почв и пород; 6) глубинный подповерхностный стратиграфический анализ; 7) нерадиометрические геофизические съемки; 8) геоботаническую и биогеохимическую съемки; 9) поисковое бурение и каротаж.

Литература

1. Adams S.S. et al. Interpretation and postdepositional processes related to the formation and destruction of the Jackpile-Paguate uranium deposit, northwest New Mexico. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 1635—54.
2. Armstrong C.W. and Brewster N.E. A comparison of exploration techniques in Saskatchewan and the Northern Territory. In *Uranium in the Pine Creek Geosyncline*. Ferguson J. and Goleby A.B., eds. (Vienna: IAEA, 1980), 733—42.
3. Boberg W.W. Exploration for uranium in Wyoming. *Earth Sci. Bull.*, 8, 1975, 1—12.
4. Brummer J.J. et al. McClean uranium deposits, Saskatchewan. In *Uranium field excursion guidebook, Saskatchewan*, September 1981. CIM Geology Division (Montreal: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 1981), 43—64.
5. Cameron E.M. and Hornbrook E.H.W. Current approaches to geochemical reconnaissance for uranium in the Canadian Shield. In *Exploration for uranium ore deposits* (Vienna: IAEA, 1976), 241—66.
6. Chatham J.R., Wanty R.B. and Langmuir D. Groundwater prospecting for sandstone-type uranium deposits; the merits of mineral-solution equilibria versus single element tracer methods; final report. Rep. U.S. Dep. Energy CJO 79—360—E, 1981, 197 p.
7. Clarke P.J. and Fogwill W.D. Geology of the Asamera Dawn Lake uranium deposits, Athabasca Basin, northern Saskatchewan. Reference 4, 19—36.
8. DeVoto R.H. Uranium geology and exploration. Lecture notes and references (Golden, Colo.: The School of Mines, 1978), 396 p.
9. DeVoto R.H. et al. Use of helium in uranium exploration, Grants district. *Mem. New Mex. Bur. Mines*, 38, 1980, 368—79.
10. Fisher J.C. Remote sensing applied to exploration for vein-type uranium deposits, Front Range, Colorado. Ph. D. thesis, Colorado School of Mines, 1976.
11. Galloway W.E., Kreitler C.W. and McGowen J.H., eds. Depositional and ground-water flow systems in the exploration for uranium: a research colloquium (Austin: University of Texas Bureau of Economic Geology, 1979), 267 p.
12. Hanrahan E.J., Williamson R.H. and Bown R.W. United States uranium requirements. Rep. U.S. Energy Res. Dev. Adm. CJO-108(76), 1976, 51—65.
13. Harshman E.N. Distribution of elements in some roll-type uranium deposits. In *Formation of uranium ore deposits* (Vienna: IAEA, 1974), 169—83.
14. Heine T. The Rabbit Lake deposit and Collins Bay deposits. Reference 4, 87—102.

15. Jones C.A. A classification of uranium deposits in sedimentary host rocks. In NURE uranium geology symposium (Grand Junction, Colo.: Bendix Engineering Corporation, 1978), 23—8.
16. Langen R.E. and Kidwell A.L. Geology and geochemistry of the Highland uranium deposit, Converse County, Wyoming. Earth Sci. Bull., 6, Dec. 1973, 41—8.
17. Mathews G.W. A classification of uranium deposits in and related to plutonic igneous rock. Reference 15, 15—21.
18. Morse J.G. Nuclear power: issues and outlook. Colo. Sch. Mines Mineral Ind. Bull., 19, no. 6, Nov. 1976, 10 p.
19. Patterson J.A. Uranium marker activities. Rep. U.S. Energy Res. Dev. Adm. GJO—108(75), 31—49; Energy Abstr., 3, 1977, 104.
20. Raines G.L., Offield T.W. and Santos E.S. Remote-sensing and subsurface definition of facies and structure related to uranium deposits, Powder River Basin, Wyoming. Econ. Geol. 73, 1978, 1706—23.
21. Robbins D.A. Applied geology in the discovery of the Spokane Mountain uranium deposit, Washington, Econ. Geol., 73, 1978, 1523—38.
22. Rowntree J.C. and Mosher D.V. Case history of the discovery of the Jabiluka uranium deposits, East Alligator River region, Northern Territory of Australia. Reference 5, 551—73.
23. Runnells D.D. et al. Applications of computer modeling to the genesis, exploration, and in-situ mining of uranium and vanadium deposits. Mem. New Mex. Bur. Mines 38, 1980, 355—67.
24. Scott H.J. and Daniels J.J. Non-radiometric borehole geophysical detection of geochemical haloes surrounding sedimentary uranium deposits. Reference 5, 379—90.
25. Smith A.Y., Barretto P.M.C. and Pournis S. Radon methods in uranium exploration. Reference 5, 185—211.
26. Smith B. et al. A case for "other" geophysical methods in exploration for uranium deposits. Reference 5, 337—51.
27. Tan B. Geochemical case history in the Key Lake area. In Uranium in Saskatchewan. Dunn C.E., ed. Spec. Publ. Saskatchewan geol. Soc. no. 3, 1977, 323—30.
28. Tape G.F. The next twenty years — IAEA's role. IAEA Bull., 19, no. 4, 1977, 49—54.
29. Young R.G. An overview of uranium in sedimentary rocks. Reference 15, 59—65.

Геохимия урана в гидрографической сети

Бернар Суайе

Во Франции региональная геохимия основана на опробовании элементов гидрографической сети, причем постоянно проводится опробование вод и отложений потоков. Содержание урана определяется в обоих — жидком и твердом — элементах гидрографической сети. Для региональной картировочной гидрогеохимии более всего подходят элементы, которые образуют хорошо растворимые комплексы, например уран. Последний является лучшим среди всех испытанных элементов из-за легкости его определения в воде.

Гидрогеохимия

РАСТВОРИМОСТЬ УРАНА. Уран — активный оксифильный элемент, образующий как четырехвалентный ион (U^{4+}), так и шестивалентный (U^{6+}) ион (уранил). Окисление первого возможно в широком интервале рН при изменении первичных источников урана, при этом кислород поставляется из воздуха, растворенного в воде. Уран затем отделяется от всех природных радиоактивных продуктов дезинтеграции.

Уранил-ион является чрезвычайно подвижным; он образует комплексы с рядом анионов (CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , F^-), такие как уранил-карбонаты и уранил-сульфаты, и входит также в состав гидроксидов и органических комплексов. Из уранил-карбонатных комплексов преобладают бикарбонатные $(UO_2(CO_3)_2)^{2-}$ и трикарбонатные $(UO_2(CO_3)_3)^{4-}$ при рН больше 4,5. Из уранил-сульфатных комплексов стабильны бисульфатные $(UO_2(SO_4)_2)^{2-}$ и трисульфатные

$(UO_2)_2(SO_4)_3^{4-}$ при рН 4, в то время как гуминовые комплексы и фульвокомплексы возникают при значениях рН, близких к нейтральным.

Осаждение происходит в результате восстановления шестивалентного иона в четырехвалентный при изменении рН, давления, температуры и т. д. Уран фиксируется глинистыми минералами, гидроксидами железа и марганца, фосфатами и органическим веществом.

ОПРОБОВАНИЕ. Преимущество опробования воды над другими веществами основано на ее гомогенности, которая гарантирует представительность опробования среды. Вода всегда отбирается из наиболее чистой проточной части потока как можно дальше от берега и помещается в мягкий полиэтиленовый мешок, который запечатывается. Анализ производится как можно быстрее, хотя использование полиэтиленового мешка обеспечивает незначительное изменение в содержании урана со временем; при использовании жестких полиэтиленовых бутылок содержание урана не всегда оказывается истинным.

АНАЛИЗ УРАНА. Проба воды анализируется после короткого периода отмучивания (24 ч). После того как растворенное содержимое воды будет сконцентрировано на полоске хроматографической бумаги, уран отделяется и анализируется флюорометрическим методом. Особенно важно не подкислять воду, чтобы избежать осаждения органического материала и выщелачивания взвешенных частиц. Фильтровать воду не рекомендуется во избежание фиксации урана на фильтровальной бумаге. В общем должны быть предприняты все меры предосторожности для получения наичистой пробы.

При региональных поисках измерения рН не дают удовлетворительных результатов, измерение же проводимости указывает на степень солености воды.

На образцах воды проводятся два типа опробования. Определение *растворенного* урана — форма анализа, которая наиболее широко используется геохимиками. Неудобство этого метода заключается в низких уровнях содержаний, обычно выражаемых в миллиардных долях, и в плохом контрасте между аномальным и фоновым содержаниями. Первостепенно важным является *содержание урана в сухом остатке*, так как этим методом, в сущности, устраняются вариации содержаний урана вследствие флуктуации уровня грунтовых вод.

При сравнении (данные по Кутра, Франция)

частотных кривых содержаний урана (рис. 1), растворенного в воде, в ее сухом остатке и в отложениях потоков, обнаруживаются различные результаты. Первые пики указывают на фоновые содержания. Интересно, что для урана, растворенного в воде, и урана, находящегося в отложениях потоков, они представляют значительную часть проб по сравнению с аномальными значениями. Однако для урана в сухом остатке фоновые величины ограничены серией проб с содержанием $0,5\text{--}1,5\text{ млн}^{-1}$. Аномалия отмечается не только резким пиком, но и частотой аномальных значений, прогрессивно уменьшающейся от содержания 2 млн^{-1} , несмотря на большое число анализов с более высокими значениями (66 при $3,5\text{ млн}^{-1}$ и 36 при 5 млн^{-1}).

Как показано для реки Ле-Гулор (Кутра), аномальные содержания урана в сухом остатке в отличие от других типов опробования не ограничены местом нахождения минерализации, а распространяются на широкую область.

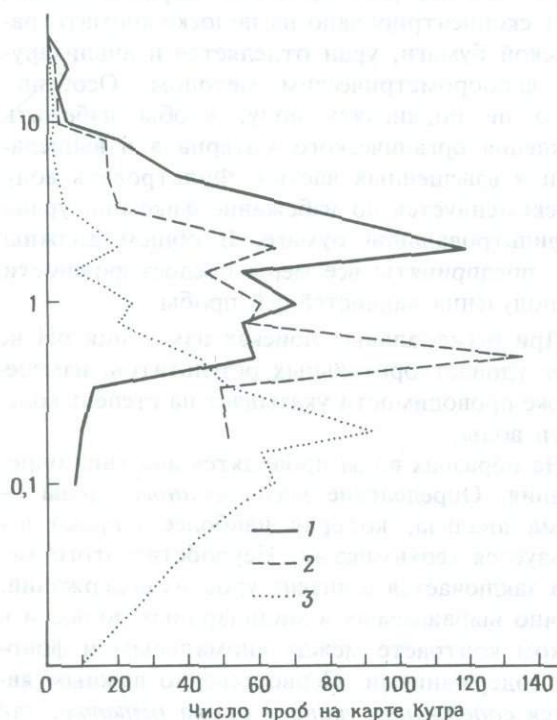


Рис. 1. Частотные кривые содержаний урана (Кутра, Франция). 1 — содержание урана в сухом остатке (млн^{-1}); 2 — содержание урана в отложениях потоков (млн^{-1}); 3 — уран, растворенный в воде (млрд^{-1}).

Гидрогеохимия и поиски

Даже для такого хорошего регионального указателя, каким является весьма подвижный уран, соответствующая проведению детального опробования сеть существенно зависит от рельефа, геологии и, конечно, типа дренажа. Плотность опробования в осадочных образованиях составляет 1 км^2 , тогда как в кристаллических образованиях она должна быть намного больше.

Изучение путем опробования по редкой сети дало бы лишь указания на то, что легко могло быть получено по пробам отложений потоков или озер.

В осадочных образованиях рудное тело может давать аномальный тренд в несколько километров и редко больше (в Кутра аномальный ореол меньше). В кристаллических образованиях, например рудное тело Ла-Крузий (Франция), аномалии всегда очень близки к минерализации. Поэтому внезапное увеличение содержания урана в воде может быть пропущено, если опробование недостаточно плотное.

Использование гидрогеохимического метода поисков часто подвергается критике из-за отсутствия воспроизводимости данных по пробам. Действительно, фоновые и аномальные значения неустойчивы: они изменяются с сезоном и с течением времени в соответствии с вариациями уровня вод и обстановки в целом. Эти вариации более выражены для содержаний урана в воде, чем в сухом остатке. Можно получить сопоставимые и воспроизводимые данные при опробовании от бассейна к бассейну.

Абсолютное значение пробы не всегда наиболее существенная ее особенность; возрастание значений вдоль линии стока — вот что наиболее важно в гидрогеохимии.

Аномалия соответствует увеличению содержаний урана и возрастанию водного потока, так как обычно содержания должны уменьшаться в результате прогрессивного разбавления. Значение аномалии может изменяться в течение года, но аномалия обозначается устойчивым увеличением вниз по течению.

РУДНОЕ ТЕЛО КУТРА. Открытие этого рудного тела было следствием главным образом геохимического изучения вод и отложений потоков; этот пример иллюстрирует значение метода и

его ограничения.

Рудное тело средне- до позднеэоценового возраста локализовано в формациях Жан-Винсен и Ле-Фьё, представленных комплексами переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев. Среднее содержание урана низкое (0,1%), но характерно для большой площади.

Минерализация встречается в ряде участков, причем каждый из них имеет различные геохимические признаки. На правом берегу реки Дрон от Шамаделя до Ла-Барда зона минерализации имеет мощность 30 м и почти не вскрыта. Геохимические признаки (см. рис. 3 и 4) очевидны, особенно по сухому остатку. Яркий пример — Ле-Гулор (рис. 2), небольшая река, дренирующая отчасти минерализованные формации.

После прогрессивного уменьшения количества урана как в отложениях потока, так и в сухом остатке вследствие фоновых изменений содержания снова увеличиваются. Содержания в сухом остатке продолжают возрастать, что указывает на аномалию, соответствующую положению известной минерализации, тогда как содержания в отложениях потока резко уменьшаются.

В секторе к западу от Кутра результаты лучше по сухим остаткам, нежели по отложениям потоков, что согласуется с вытянутостью рудного тела. С другой стороны, вытянутость рудного тела, расположенного около Ле-Фьё, не столь очевидна, судя по данным геохимической съемки, не считая одного высокого значения в сухом остатке пробы, взятой из ручья по левому берегу реки Дрон (в сухом остатке 19 млн^{-1} , в отложениях потока $5,1 \text{ млн}^{-1}$).

В соответствии с глубоким расположением минерализации к югу от реки Дрон (30—100 м ниже поверхности), не затронутой гидрографической сетью, только вышеупомянутые данные можно считать указанием на минерализацию. В



Рис. 2. Ореолы, выявленные по результатам опробования вдоль реки Ле-Гулор (Кутра, Франция).

этом случае геохимия подземных вод, несмотря на трудности ее интерпретации, была бы действенным инструментом для детального изучения «слепой» минерализации.

ОГРАНИЧЕНИЯ В ПРИМЕНЕНИИ ГИДРОГЕОХИМИИ. В равнинных областях (например, Парижский бассейн) аномалии встречаются в специфических водоносных горизонтах, а их не всегда легко гидрогеологически интерпретировать.

В горных образованиях, особенно карбонатных (Альпы и Пиренеи), данные по воде не всегда заслуживают доверия. Холодная вода имеет высокую емкость по отношению к растворенной двуокиси углерода, которая увеличивает выщелачивающий потенциал воды. Количества урана, следовательно, нередко выше нормальных, но нет реально допустимых верхних значений.

Детальная гидрогеохимия

Гидрогеохимия не часто используется при детальных поисках, однако она может быть весьма эффективной. Во Франции получили развитие два типа детальной съемки. Плотность опробования увеличивается там, где значения фона существенно возрастают вдоль линии стока. Для того чтобы точно определить источник аномалии на площади, проводится соответствующее опробование осадков потоков и воды через каждые 200 или даже 100 м. Метод такого плотного опробования заслуживает доверия: именно с его помощью был открыт ряд проявлений в Кутра.

Детальное изучение мест разгрузки подземных вод на поверхности (родников и источников) является хорошим техническим приемом. В Ла-Крузий (Франция) такое изучение было проведено вдоль горных выработок и известных проявлений, чтобы выявить возможности метода.

Наряду с обычными анализами (определением содержаний в воде, сухом остатке и отложениях потоков) проводилось также опробование на радон, хотя короткий период полураспада (3,8 сут) ограничивает возможное его перемещение от источника. Для опробования радона используется медицинский шприц (30 см^3), которым отбирается вода в месте разгрузки, и проба помещается в герметизированную испытательную трубку.

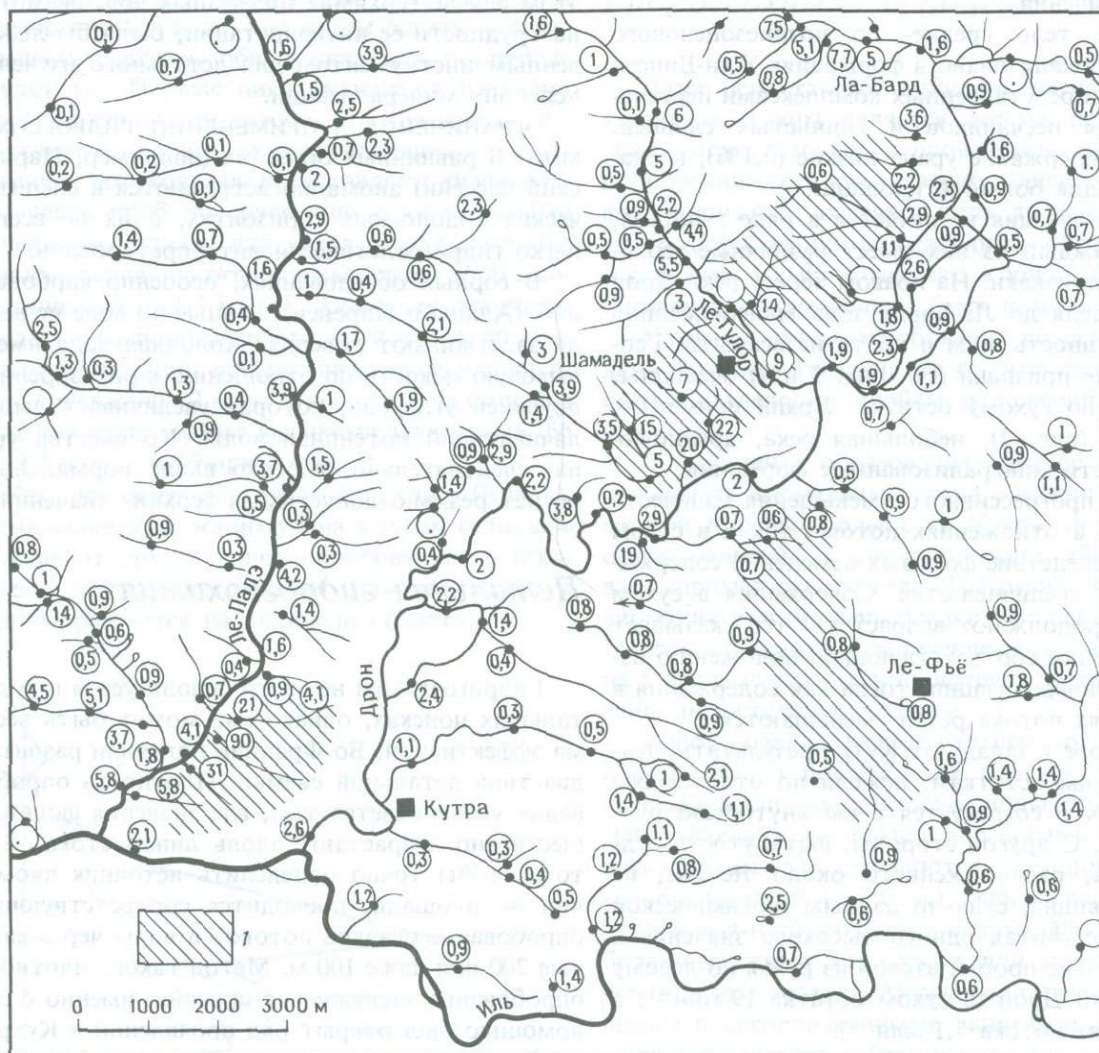


Рис. 3. Содержание урана (млн^{-1}) в сухом остатке в окрестностях рудного тела Кутра. 1 — зоны минерализации (максимальное распространение).

Изучение в Ла-Крузий оказалось хорошим испытанием метода. Подстилающие породы района гомогенны (лейкограниты Сен-Сильвестр); было взято 2150 проб с площади 95 км^2 (23 пробы на 1 км^2). В целом результаты являются положительными, так как с каждым известным проявлением минерализации ассоциировалась геохимическая аномалия. Реальные трудности возникают при сопоставлении результатов анализов различного типа.

В Монмассакро (рис. 5) минерализованные образования простираются с запада-юго-запада

на восток-северо-восток и падают под углом $60\text{--}80^\circ$ к северу. Они состоят из сильно брекчированных залежей рассеянного настурана и коффинита (среднее содержание $0,08\%$). Радон служит ясным признаком минерализации с аномальными значениями вблизи рудных залежей. Отмечается хорошая корреляция между результатами по радону и содержанием урана в сухом остатке.

В Ла-Бордери (рис. 6) минерализованные образования сходны с вышеописанными (они субвертикальны или падают под углом 70° к северо-

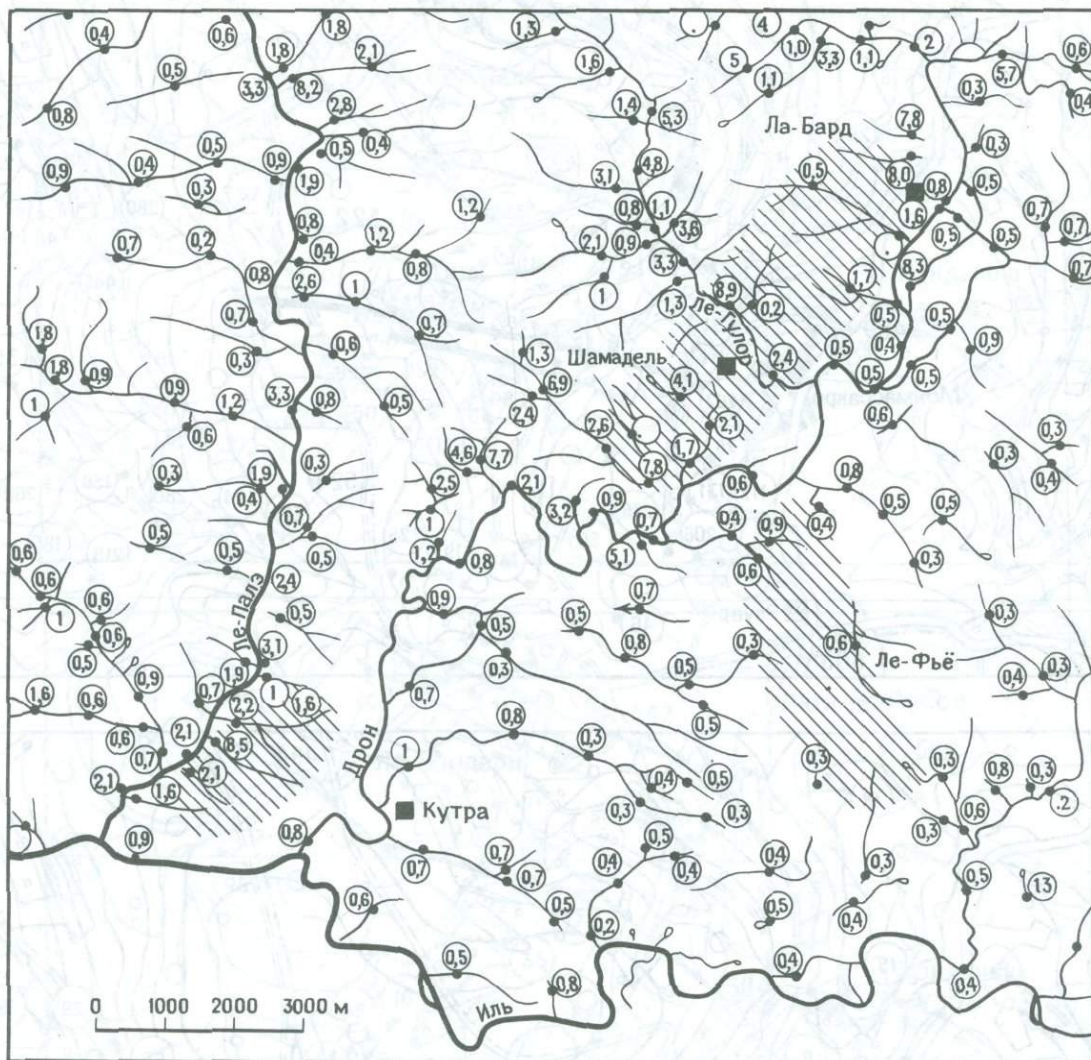
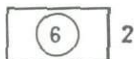
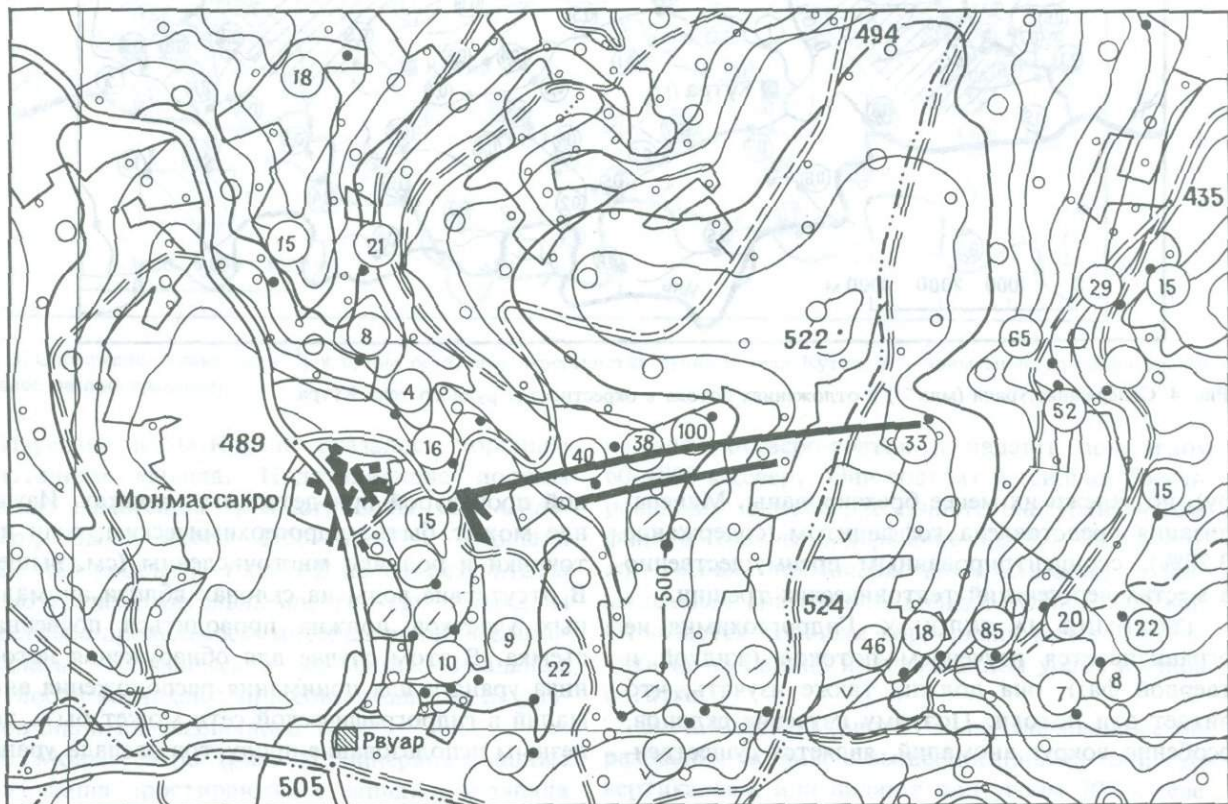
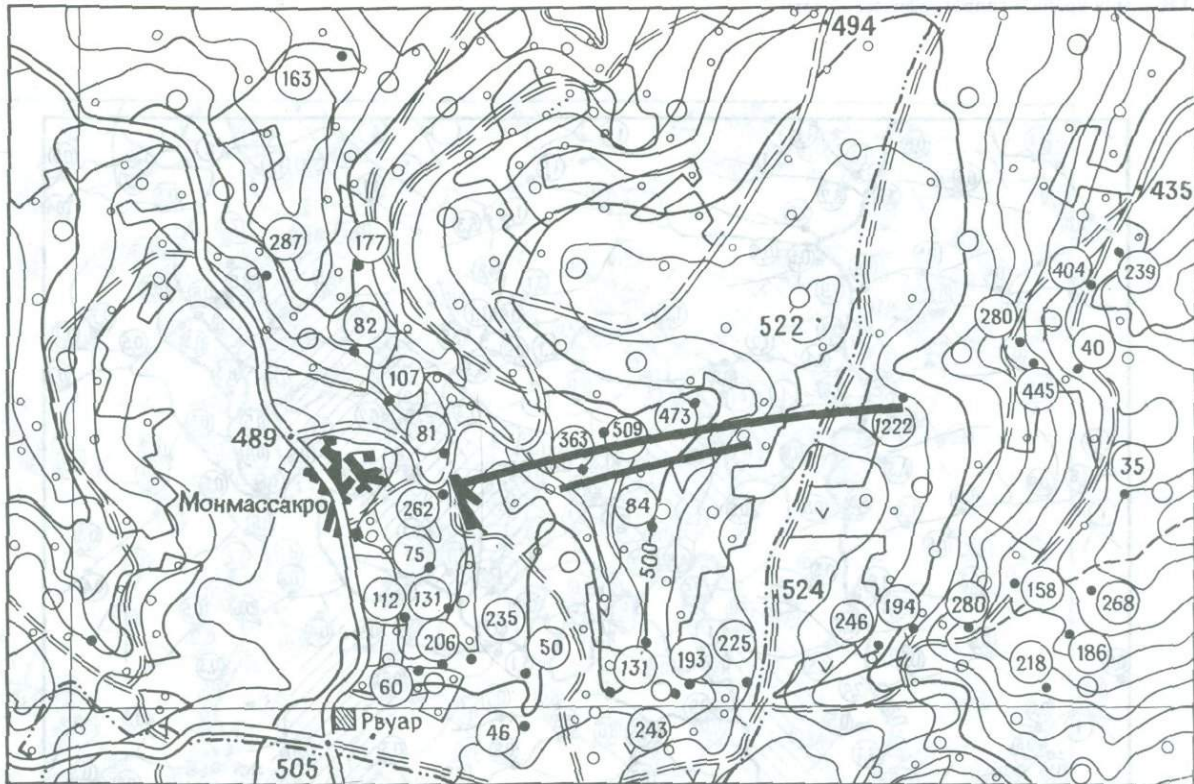


Рис. 4. Содержание урана (млн^{-1}) в отложениях потока в окрестностях рудного тела Кутра.

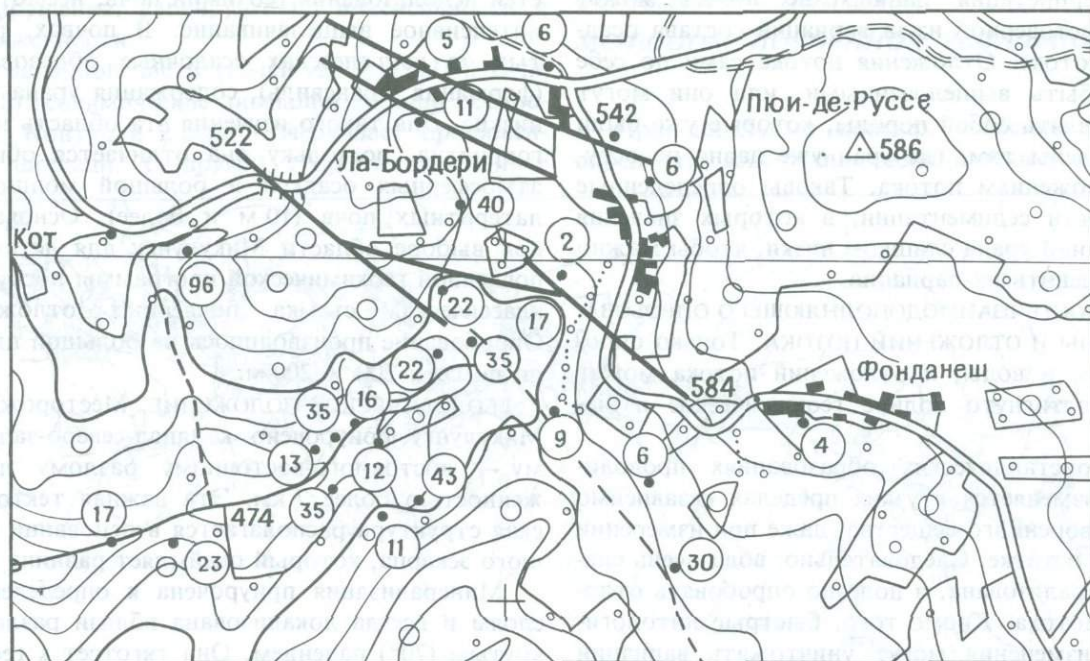
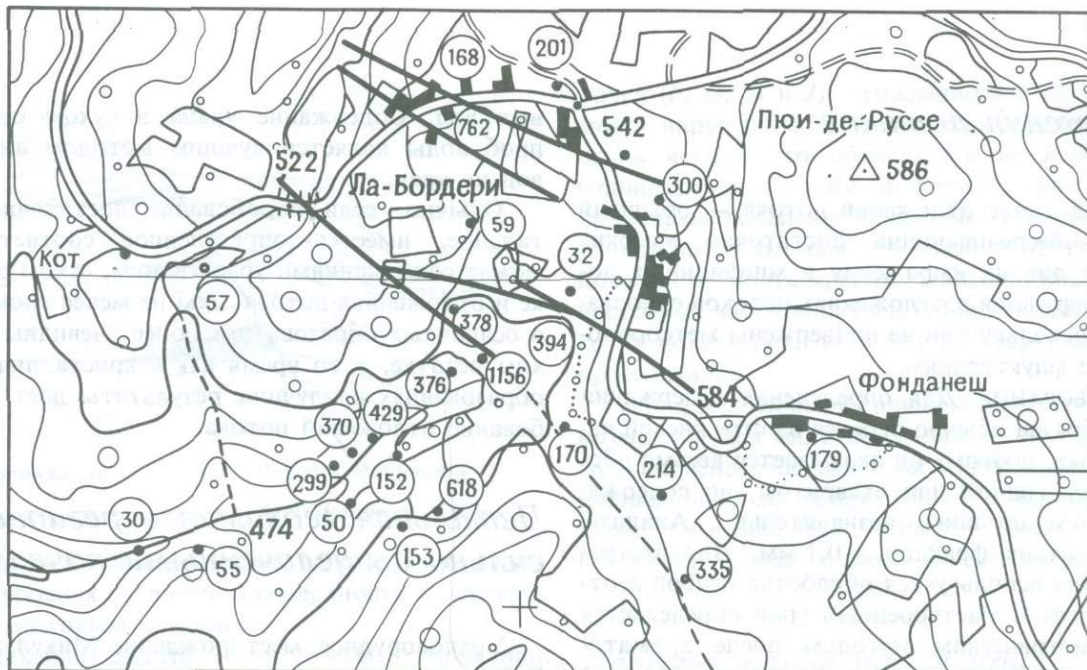
ру), но залежи их менее брекчированы. Минерализация представлена коффинитом (содержание 0,28%), сконцентрированным преимущественно в местах пересечений тектонических трещин.

ГЕОХИМИЯ НА СКЛОНАХ. Гидрогеохимия не ограничивается изучением потоков (жидкой и твердой фаз), она должна также изучать, что питает эти потоки. Поэтому изучение склонов, особенно вокруг аномалий, является существен-

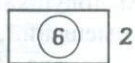
ной процедурой при детальных поисках. Изучение может быть гидрогеохимическим, если источники и родники многочисленны (см. выше). В отсутствие воды на склонах вблизи аномальных участков должна проводиться почвенная съемка. В этом случае для обнаружения источника урана и для понимания расположения аномалий в гидрографической сети может быть полезным использование продуктов распада урана.



0 200 400 600 м



1



2

0 200 400 600 м

Рис. 6. Содержание в сухом остатке радия (эманы) (вверху) и урана (млн^{-1}) (внизу). 1 — минерализованная зона; 2 — место взятия пробы и содержание.

Рис. 5. Содержание в сухом остатке радия (эманы) (вверху) и урана (млн^{-1}) (внизу). 1 — минерализованная зона; 2 — место взятия пробы и содержание.

Отложения потоков

Опробование отложений потока — обычный метод, обеспечивающий достаточно высокие значения для их выражения в миллионных долях. Содержания в отложениях потоков сопоставимы, поскольку они не подвержены метеорологическим флуктуациям.

ОПРОБОВАНИЕ. Для определения содержания урана образец обычно берется из стрежневой части потока, поэтому он оказывается весьма обогащенным глиной или алевритом, но содержание в нем органики незначительно. Анализ проводится на фракции $-0,1$ мм. Для экстракции урана используется обработка слабой азотной кислотой. Растворенный уран определяется флюорометрическим методом после хроматографической сепарации.

Интерпретация данных не всегда может быть достоверной из-за вариаций состава осадков в потоке. Отложения потока сами по себе могут быть выщелоченными, или они могут представлять собой породы, которые уже были выщелочены там, где уран уже давно недоступен отложениям потока. Таковы определенные обстановки седиментации, в которых значения содержаний урана слишком низки, чтобы можно было оценить их вариации.

ВАЖНОСТЬ ВЗАИМОДОПОЛНЯЮЩЕГО ОПРОБОВАНИЯ ВОДЫ И ОТЛОЖЕНИЙ ПОТОКА. Только опробованием и воды, и отложений потока может быть достигнуто полное геохимическое изучение.

В кристаллических образованиях проводимость изменяется в узких пределах независимо от растворенного вещества, даже при измерении в сухом остатке. Следовательно, вода очень слабо минерализована, и полезно опробовать отложения потока. Кроме того, быстрые литологические изменения могут уничтожить вариации содержаний урана в воде.

В осадочных образованиях, наоборот, уран будет присутствовать скорее в воде, чем в отложениях потока, так как последние сами по себе легко выщелачиваются (крайний случай — известняки, где уран быстро выщелачивается). В этой обстановке содержания урана изменяются в соответствии с проводимостью, даже при возможных флуктуациях местного уровня грунто-

вых вод. Содержание урана в сухом остатке проб воды является лучшим методом анализа вод на уран.

Обычно, если опробование достаточно детальное, имеется определенное соответствие между содержаниями урана в воде, сухом остатке и отложениях потока. Тем не менее аномалии в осадочных образованиях более очевидны в сухом остатке, в то время как в кристаллических образованиях наилучшие результаты дает опробование отложений потока.

Детальная геохимия в регионах с сильно выщелоченными почвами

Урановорудное месторождение Микулунгу в Габоне является хорошим примером возможностей использования геохимии почв, несмотря на интенсивное выщелачивание. В почвах, развитых на конголезских осадочных образованиях (формация Франсвиль), содержания урана очень низкие. Для такого изучения эта область неблагоприятна, поскольку она отличается обилием атмосферных осадков и большой мощностью латеритных почв (10 м и более). Основанием при выборе области Микулунгу для детальной почвенной геохимической программы послужила классическая съемка почвенных отложений. Опробование производилось на большой площади по сети 200×200 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ. Месторождение Микулунгу приурочено к запад-северо-западному — восток-юго-восточному разлому протяженностью более 7 км. Эта важная тектоническая структура располагается в основании большого эскарпа, который окаймляет равнину Огуэ.

Минерализация приурочена к определенным слоям и всегда локализована вблизи разлома с крутым (70°) падением. Она тяготеет к геометрическим ловушкам, образованным рядом поперечных смещений, принимающих форму моноклинали, полого ($5-10^\circ$) падающей к югу. Минерализация имеет значительную среднюю мощность (приблизительно 2 м) и довольно высокое среднее содержание урана (0,35%), однако распределение его неравномерно — в виде рудных карманов вдоль разлома (рис. 7).

Кроме того, из-за тектонических деформаций

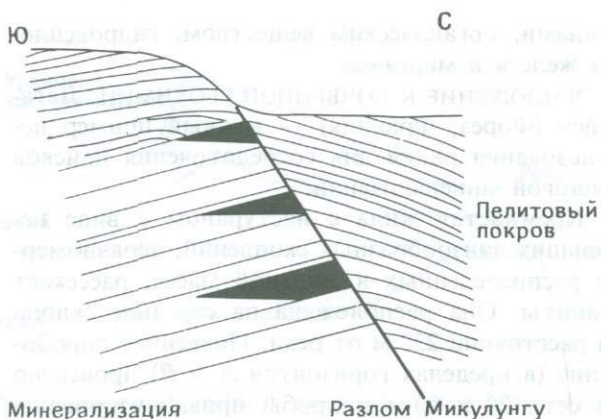


Рис. 7. Положение минерализации в Микулунгу (Габон).

точки (F, G, H и J), относящиеся к тому же самому нарушению, геохимически проявлены не столь четко. Это объясняется не изменением мощности почвенного покрова, а различными причинами появления аномалий: в западной части развиты аномалии в связи с остаточными почвами и полувскрытой минерализацией, а в восточной части минерализация находится далеко от поверхности и ей соответствует аномалия просачивания.

Итак, в регионах с сильным выщелачиванием возможны два вида аномалий — или расположенные непосредственно на минерализации, или указывающие на присутствие аномалии на глубине. Аномальный порог очень низок ($1-2 \text{ млн}^{-1}$), тем не менее он достоверен.

Использование радия при детальных поисках методом почвенной геохимии

При детальных поисках особенно полезно определять содержание радия в почвах, поскольку

минерализованные карманы залегают на различных уровнях от дневной поверхности и перекрыты пелитовым покровом.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ. Аномалии, указывающие на присутствие минерализованного нарушения, варьируют по интенсивности и протяженности.

В западной части (точки A, B, C, D и E на рис. 8) геохимические аномалии хорошо обозначены. Контур в 2 млн^{-1} очерчивает протяженные площади. С другой стороны, восточные

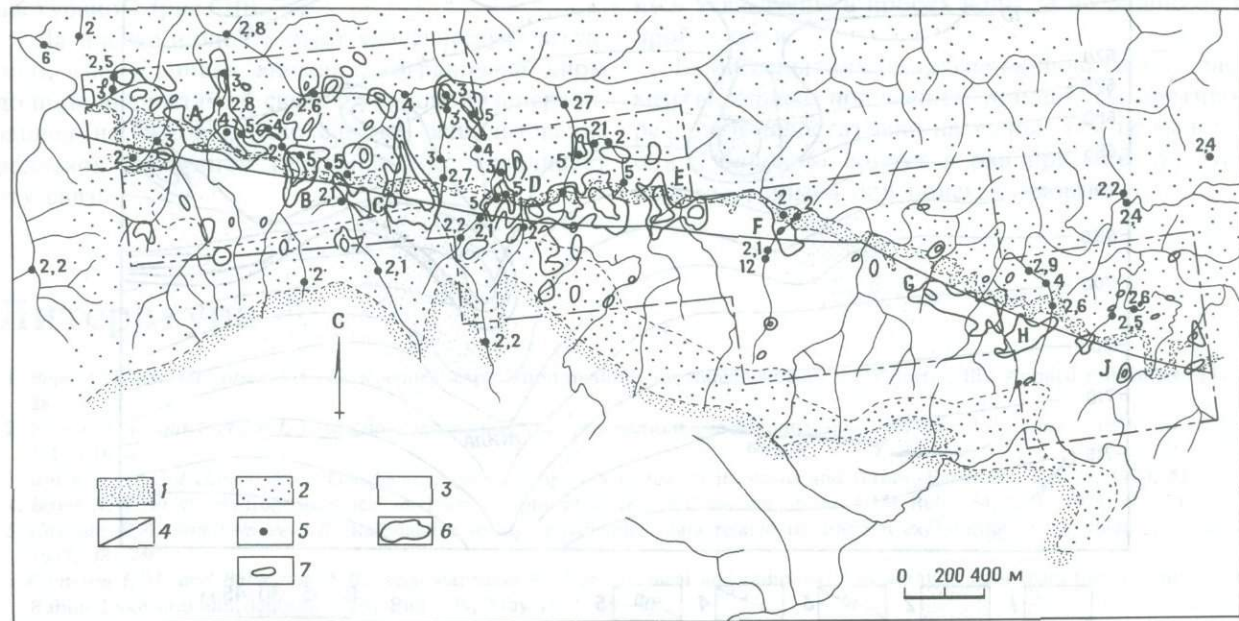


Рис. 8. Распределение урана по данным почвенной геохимической съемки (Микулунгу, Габон). 1 — песчаники Пубара; 2 — сланцы и доломитистые песчаники Багомбешейл; 3 — гетерогенные песчаники Кая-Кая; 4 — разлом; 5 — аномалия в отложениях потока; 6 — почвенная аномалия в контуре 1 млн^{-1} ; 7 — почвенная аномалия в контуре 2 млн^{-1} .

ку он менее подвижен по сравнению с ураном. Противоположное геохимическое поведение радия и урана (подвижность в восстановительных условиях и неподвижность в окислительных) может быть использовано для интерпретации специфичных аномалий (болота, речные ложа и т. д.).

РАСТВОРИМОСТЬ РАДИЯ. Пониженная подвижность радия в сравнении с ураном объясняется различием в растворимости этих двух элементов, которые встречаются в природе в виде сульфатов и карбонатов: при 18 °С растворимость сульфата радия составляет $1,4 \cdot 10^{-3}$ г/л, уранил-сульфата — 205 г/л; карбонат радия нерастворим, а растворимость уранил-карбоната равна 60 г/л. Однако с изменением кислотности и щелочности воды растворимость радия меняется. Содержание этого элемента в воде зависит также от концентрации солей определенных элементов, главным образом хлоридов щелочей (радий замещает натрий). Радий осаждается с комплексами бария (SO_4Ba) и с карбонатами кальция (травертины). Он фиксируется также

глинами, органическим веществом, гидроксидами железа и марганца.

ПРИЛОЖЕНИЕ К ПОЧВЕННОЙ ГЕОХИМИИ. Лагадейер (Форез, Франция) — важный пример использования радия для сосредоточения поисков урановой минерализации.

Кремнистая жила с настуром в виде небольших линзообразных скоплений, неравномерно распределенных в жильной массе, рассекает граниты. Она расположена на середине склона на расстоянии 230 м от реки. Почвенное опробование (в пределах горизонтов А и В) проведено по сети 20 × 20 м и пробы проанализированы на подвижные уран и радий. Результаты по урану (рис. 9) свидетельствуют о сильных аномалиях в речном ложе, однако вблизи жил значительных повышений в содержании урана не обнаружено, за исключением слабой аномалии, связанной с небольшим тальвегом, пересекающим склон. Радий, однако, тесно связан с жилой. Контур 10 млн⁻¹ начинается у жилы и распространяется до края речного ложа.

Этот пример иллюстрирует различное пове-

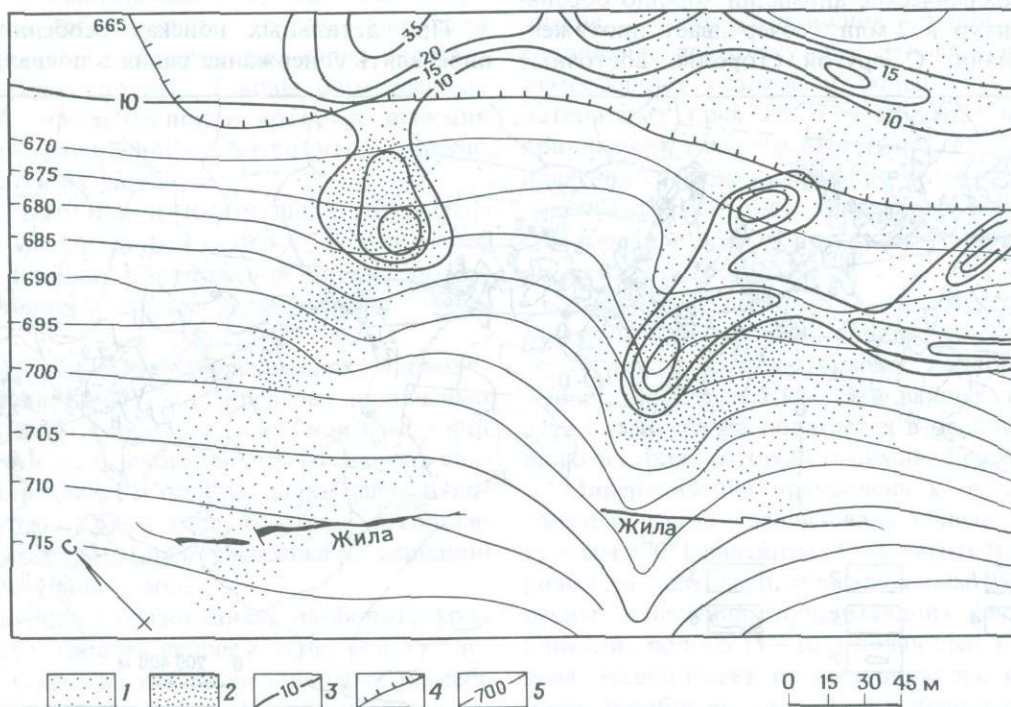


Рис. 9. Рассеяние урана и радия в почвах (Лагадейер, Франция). 1 — 10 млн⁻¹ радия в эквивалентах урана; 2 — 15 млн⁻¹ радия в эквивалентах урана; 3 — контуры аномалий урана (млн⁻¹); 4 — граница дна долины; 5 — изогипсы поверхности (метры).

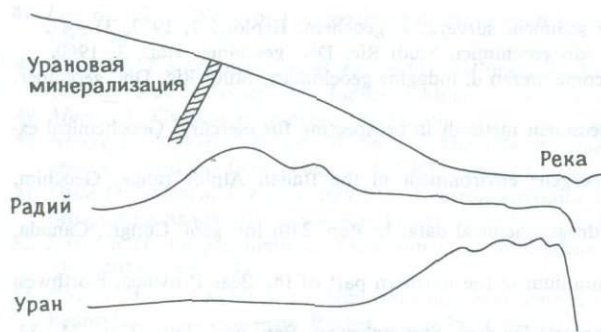


Рис. 10. Миграция урана и радия по склону (Лагадейер, Франция).

ление двух элементов в зависимости от топографии и обстановки. В хорошо дренируемой области уран быстро выносится со склона и задерживается на дне долины, где органики обычно больше, а условия часто более восстановительные. Выщелачивание радия в направлении к основанию склона затруднено, так как почвы находятся в окислительной обстановке, в которой радий скорее неподвижен. По этой причине радий остается вблизи своего источника — жилы с настураном (рис. 10).

Лагадейер иллюстрирует классическую ситуацию, где урановая аномалия ограничена дном долины вне видимой связи с урановой минерализацией на склоне. Осмысленное использование радиевой почвенной геохимии восстанавливает эту связь.

Литература

1. *Beus A.A. and Grigorian S.V.* Geochemical exploration methods for minerals deposits (Wilmette, Ill.: Applied Publishing, 1977), 287 p.
2. *Blanchot A. and Clergue I.* Utilisation des méthodes de prospections géochimiques en AOF. Rev. Ind. minér., 1956, no. spécial IM, 310—4.
3. *Boyle R.W. and Garrett R.G.* Geochemical prospecting — a review of its status and future. Earth Sci. Rev. 6, 1970, 51—75.
4. *Boyle R.W. et al.* Hydrogeochemical methods — application in the Canadian Shield. CIM Bull., 64, Nov. 1971, 60—71.
5. *Cadigan R.A. and Felmlee J.K.* Radioactive springs geochemical data related to uranium exploration. J. geochem. Explor., 8, 1977, 381—95.
6. *Cameron E.M. and Ballantyne S.B.* Reconnaissance-level geochemical and radiometric exploration data from the vicinity of the Rabbit Lake uranium deposits. CIM Bull., 70, May 1977, 76—85.
7. *Cameron E.M. and Hornbrook E.H.W.* Current approaches to geochemical reconnaissance for uranium in the Canadian Shield. In Exploration for uranium ore deposits (Vienna: IAEA, 1976), 241—66.
8. *Chamberlain J.A.* Hydrogeochemistry of uranium in the Bancroft — Haliburton Region, Ontario. Bull. geol. Surv. Can. 118, 1964, 19 p.

Заключение

Гидрографическая сеть может способствовать усиленным поискам урана при следующих условиях: пробы воды и отложений потока должны быть взяты в одном и том же месте и анализ воды должен включать содержание урана в сухом остатке, которое, как представляется, будет наиболее подходящей и достоверной величиной.

В зависимости от исследуемых образований наиболее информативными будут вода (в осадочных комплексах) или отложения потока (в кристаллических комплексах). На практике могут отмечаться флуктуации в их собственном смысле, но иных размеров.

Для региональной рекогносцировки быстро окисляющийся до шестивалентного состояния и затем остающийся подвижным в окислительных условиях уран сам по себе является наилучшим индикатором. При детальном поиске уран и продукты его распада представляют интерес для опробования. Близость радона и радия к их источникам делает эти элементы хорошими маркерами. К настоящему времени эксперименты во Франции показывают, что результаты по радону всегда лучше в пробах воды, а по радью — в пробах почв.

Были испытаны и другие радиоактивные элементы, однако полученные результаты противоречивы и недостаточно надежны, тем не менее и они в будущем войдут в ряд приемов, доступных геохимикам при поисках урана.

9. Chork C.Y. Seasonal, sampling and analytical variations in stream sediment surveys. *J. geochem. Explor.*, 7, 1977, 31—47.
10. Dall'Aglio M. and Tonani F. Archiviazione e trattamento dei dati idrogeochimici. *Studi Ric. Div. geominer. Ital.*, 3, 1960.
11. Dall'Aglio M. and Tonani F. L'analisi chimica delle acque naturali come mezzo di indagine geochimica. *Studi Ric. Div. geominer. Ital.*, 3, 1960.
12. Dall'Aglio M. Comparison between hydrogeochemical and stream-sediment methods in prospecting for mercury. *Geochemical exploration* (Toronto: CIM, 1970), 126—31 (CIM Spec. vol. 11).
13. Dall'Aglio M. A study of the circulation of uranium in the supergene environment in the Italian Alpine range. *Geochim. cosmochim. Acta*, 35, 1971, 47—59.
14. Dall'Aglio M. and Gigli C. Storage and automatic processing of hydrogeochemical data. In *Rep. 24th Int. geol. Congr.*, Canada, 1972, Sect. 16, 1972, 49—57.
15. Durham C.C. and Cameron E.M. A hydrogeochemical survey for uranium in the northern part of the Bear Province, Northwest Territories. *Pap. geol. Surv. Can.*, 75—10, 1975, 331—2.
16. Dyck W. Geochemical studies in the surficial environment of the Beaverlodge area, Saskatchewan. *Pap. geol. Surv. Can.* 74—32, 1974, 30 p.
17. Dyck W. Geochemistry applied to uranium exploration. *Pap. geol. Surv. Can.* 75—26, 1975, 33—47.
18. Dyck W. Application of hydrogeochemistry to the search for uranium. In *Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores*. Hood P.J., ed. *Econ. Geol. Rep. geol. Surv. Can.* 31, 1979, 489—510.
19. Dyck W. et al. Well water trace element reconnaissance, Eastern Maritime Canada. *J. geochem. Explor.*, 6, 1976, 139—62.
20. Dyck W., Pelchat J.C. and Meilleur G.A. Equipment and procedures for the collection and determination of dissolved gases in natural waters. *Pap. geol. Surv. Can.* 75—34, 1976, 12 p.
21. Fix P.F. Hydrogeochemical exploration for uranium. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 300, 1956, 667—71.
22. Fleischer R.L. and Delany A.C. Determination of suspended and dissolved uranium in water. *Analyt. Chem.*, 48, 1976, 642—5.
23. Geffroy J. and Sarcia J.A. Quelques remarques relatives à la géochimie des filons épithermaux à pechblende. *Bull. Soc. géol. France*, 6e Sér., 8, 1958, 531—6.
24. Granier C. Mise en évidence de structures minéralisées par prospection microchimique tactique. *Chron. Mines d'outre Mer.*, 26, 1958, 350—1.
25. Granier C.L. La terminologie des méthodes de prospection géochimiques. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, 85, 1962, 11—4.
26. Granier C.L. Informations données par les méthodes de prospection géophysique et géochimique. In *Colloque de géophysique minière*, Nov. 1971 (B.R.G.M.).
27. Granier C.L. Introduction à la prospection géochimique des gîtes métallifères (Paris: Masson, 1973), 143 p.
28. Grimbart A. La prospection hydrogéochimique dans le recherche des gîtes uranifères. *Conf. CEA no. 7*, 1956, 4 p.
29. Grimbart A. Applications des techniques géochimiques de prospection à la recherche et à l'étude des gîtes uranifères en France Métropolitaine. In *Symposium de exploración geoquímica*, 20th Int. geol. Congr., Mexico, 1956, vol. 3, 1960, 655—69.
30. Grimbart A. and Obelliane J.M. Essais de prospection géochimique de l'uranium en pays aride. *Rapport CEA 2219*, 1962, 48 p.
31. Hawkes H.E. The downstream dilution of stream sediment anomalies. *J. geochem. Explor.*, 6, 1976, 345—58.
32. Haglund D.S., Friedman G.M. and Miller D.S. The effect of fresh water on the redistribution of uranium in carbonate sediments. *J. sedim. Petrol.*, 39, 1969, 1283—96.
33. Hawkes H.E. and Webb J.S. *Geochemistry in mineral exploration* (New York: Harper and Row, 1962), 415 p.
34. Hoag R.B. Jr. and Webber G.R. Hydrogeochemical exploration and sources of anomalous waters. *J. geochem. Explor.*, 5, 1976, 39—57.
35. Hunt E.C. The examination of natural waters for uranium in Derbyshire. *Sci. Rep. DSIR NCL/AE 538*, 1958.
36. Illsley C.T. *Preliminary report on hydrogeochemical exploration in the Mt. Spokane area, Washington, Open-File Rep. U.S. AEC MFC*, no. 7233, 1957, 19 p.
37. Illsley C.T. Hydrogeochemical reconnaissance for uranium in the Stanley area, south-central Idaho. *Rep. U.S. AEC RME-140*, 1961, 21 p.
38. Jurain G. Sur la teneur en uranium d'eaux thermales du Sud des Vosges. *C.R. Séanc. Acad. Sci. Paris*, 241, 1955, 1482—5.
39. Jurain G. Remarques sur la teneur en uranium des eaux des Vosges méridionales. *C.R. Séanc. Acad. Sci. Paris*, 245, 1957, 1071—4.
40. Jurain G. Signification géochimique des anomalies de teneur en radon des eaux des massifs cristallins et cristallophylliens. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 14, 1958, 348—50.
41. Jurain G. Moyens et résultats d'étude de la radioactivité due au radon dans les eaux naturelles. *Geochim. cosmochim. Acta*, 20, 1960, 51—82.
42. Jurain G. Sur la possibilité d'utiliser de dosage du radon des eaux souterraines dans la prospection des gîtes uranifères. *C.R. Séanc. Acad. Sci. Paris*, 262, 1961, 3090—2.
43. Jurain G. Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'uranium — radium et du thorium dans les Vosges méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'uranium. *Rapport CEA no. 2154*, 1962, 349 p.
44. Крайнов С.П. Использование поверхностных потоков родникового питания при гидрохимических поисках рудных месторождений. *Разведка и охрана недр*, 1958, с. 42—46.
45. Langmuir D. and Applin K. Refinement of the thermodynamic properties of uranium minerals and dissolved species, with application to the chemistry of groundwaters in sandstone-type uranium deposits. *Circ. U.S. geol. Surv.* 753, 1977, 57—60.
46. Levinson A.A. *Introduction to exploration geochemistry* (Calgary, Alberta: Applied Publishing, 1974), 612 p.

47. *Lovering T.S.* Work of the geochemical exploration section of the U.S. Geological Survey. Trans. Am. Inst. Min. Engrs, 202, 1955, 963—6.
48. *Lovering T.S.* Prospection et recherche de l'uranium. Les travaux de prospection du Geological Survey, USA. In Congrès du centenaire de la Société de l'Industrie Minérale (Saint Etienne: The Society, 1956), 291—303.
49. *Martin J.* Fixation et transport de l'uranium par les substance humique. Rapport CEA no. 2141, CEN-FAR, 1962, 79 p.
50. *Nichol I., Garrett R.G. and Webb J.S.* The role of some statistical and mathematical methods in the interpretation of regional geochemical data. Econ. Geol., 64, 1969, 204—20.
51. *Ostle D. Coleman R.F. and Ball T.K.* Neutron activation analysis as an aid to geochemical prospecting for uranium. In Uranium prospecting handbook. Bowie S.H.U., Davis M. and Ostle D., eds. (London: IMM, 1972), 95—107.
52. *Ranchin G.* La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Rapport CEA 4034, 1971, 394 p.
53. *Rose A.W. and Keith M.L.* Reconnaissance geochemical techniques for detecting uranium deposits in sandstones of northeastern Pennsylvania. J. geochem. Explor., 6, 1976, 119—37.
54. *Routhier P.* Les gisements métallifères, volume 2 (Paris: Masson, 1963), 962—82.
55. *Ridgley J.L. and Wenrich-Verbeek J.K.* Scatter diagrams and correlations of uranium in surface water versus discharge, conductivity, and pH et various locations throughout the United States. Open-File Rep. U.S. geol. Surv. 79—581, 1978, 331 p.
56. *Smith A.Y., Lynch J.J.* Field and laboratory methods used by the Geological Survey of Canada in geochemical surveys: no. 11, Uranium in soil, stream sediment and water. Pap. geol. Surv. Can. 69—40, 1969, 9 p.
57. *Webb J.S.* Observations on geochemical exploration in tropical terrain. Reference 29, vol. 1, 1960, 143—73.



Урановые месторождения мира (исключая Европу)

Р. Дж. Янг

Описание основных типов месторождений

В настоящей статье приводится обзор различных типов урановых месторождений мира (исключая Европу) и дается краткое описание отдельных представителей главнейших из рассмотренных типов. При этом характеристика геологических и минералогических особенностей месторождений, их генезиса и экономической значимости предваряется кратким обзором каждого выделенного типа. Местоположение описы-

ваемых месторождений показано на рис. 1.

Уран — литофильный элемент, обогащающий верхнюю часть земной коры, где его содержание достигает 2 млн^{-1} [25, 42]. Он тяготеет к кислым магматическим породам, например к гранитам, в которых его среднее содержание составляет 4 млн^{-1} (местами до 20 млн^{-1}), в то время как в основных магматических породах оно определяется в 1 млн^{-1} . Промышленные месторождения урана известны в самых разнообразных магматических, метаморфических и осадочных породах, возраст которых колеблется от архея до олигоцена. Вследствие такой всеобщности и способности образовывать рудные концентрации в разнообразных геологических условиях почти в каждой стране известны урановые месторождения одного или нескольких генетических типов.

Такое изобилие месторождений создает определенные сложности для размещения их в пределах каких-либо жестких классификационных схем. Предлагается много различных классификаций урановых месторождений, но здесь используется (табл. 1) несколько модифицированная схема Далькампа [30], базирующаяся на предполагаемой зависимости особенностей фор-

Consulting Geologist, Grand Junction, Colorado, USA.

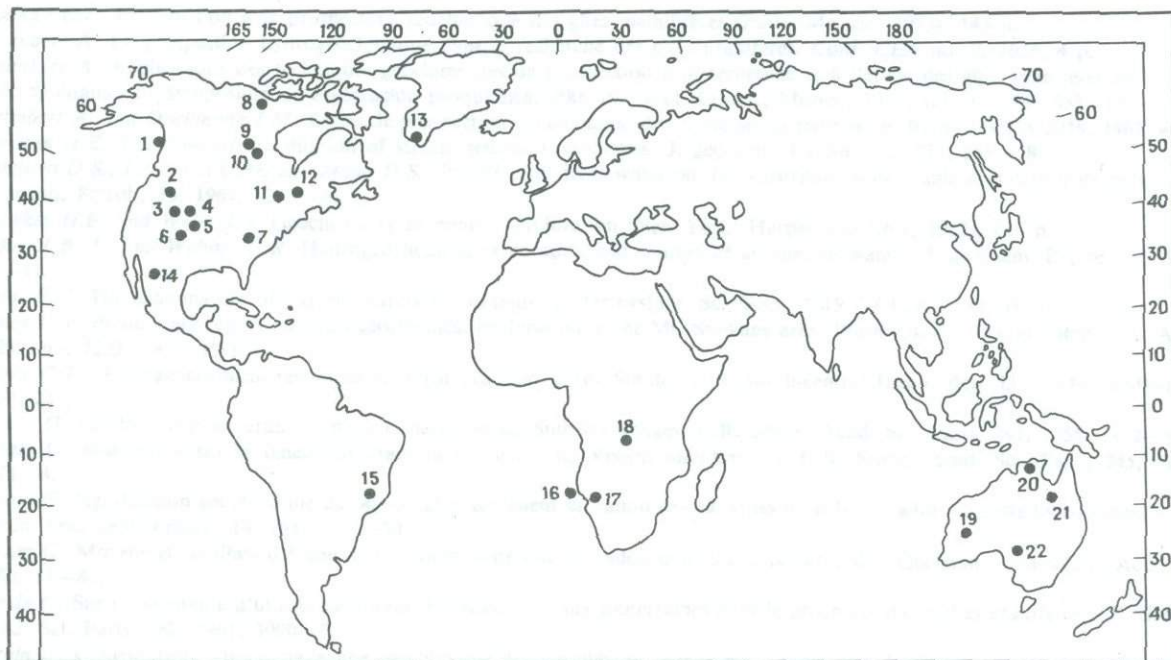


Рис. 1. Местоположение описываемых месторождений. США: 1 — Бокан-Маунтин; 2 — Миднайт; 3 — фосфориты западных штатов; 4 — Гэз-Хилс; 5 — Шваривальдер; 6 — Грантс; 7 — сланцы Чаттануга. Канада: 8 — Эхо-Бей—Эльдорадо; 9 — Биверлодж; 10 — Раббит-Лейк; 11 — Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк; 12 — Бикрофт. Гренландия: 13 — Илимауссак. Мексика: 14 — Пенья-Бланка. Бразилия: 15 — Араша. Намибия: 16 — Уолфиш-Бей; 17 — Рёссинг. Заир: 18 — Шинколобве. Австралия: 19 — Йилирри; 20 — Джабилука II; 21 — Мэри-Катлин; 22 — Олимпик-Дам.

Таблица 1. Классификация месторождений урана

Способ-образования	Вмещающие породы (типы месторождений)	Примеры
Осадочный	Кварцево-галечные конгломераты	Блайнд-Ривер — Эллот-Лейк (Канада)
	Черные сланцы	Сланцы Чаттануга (США)
	Илы	Уолфиш-Бей (Намибия)
	Фосфориты	Западные штаты США
	Бокситы	Арканзас (США)
	Россыпи	Юго-Восточные штаты США
	Рассолы	Морские воды
Вулканогенный	Кислые вулканиты	Пенья-Бланка (Мексика)
	Основные вулканиты	Олимпик-Дам (Австралия)
Магматогенный	Субщелочные нефелиновые сиениты	Илимауссак (Гренландия)
	Карбонатиты	Араша (Бразилия)
	Анатектиты	Рёссинг (Намибия)
	Щелочные пегматоидные граниты	Бокан-Маунтин (США)
	Граниты	Спокан-Маунтин (США)
	Пегматиты	Банкрофт (Канада)
	Гидротермальные жилы	Шварцвальдер (США)
Метасоматический	Контактные породы	Шинколобве (Заир)
	Натриевые метасоматиты	Мэри-Катлин (Австралия)
Метаморфический	Филлиты	Украинский щит (СССР)
	Кристаллические сланцы	Форштау (Австрия)
Неясный (сходный с жильным)	Связанные с несогласиями	Жилы Португалии
	Жилообразные тела в метаморфических породах	Раббит-Лейк (Канада)
Эпигенетический	Песчаники: почти согласные роллового типа стэковые Калькриты Лигниты, угли, углистые сланцы Известняки Эпигенетические фосфаты	Джабилука II (Австралия)
		Биверлодж (Канада)
		Эхо-Бей — Эльдорадо (Канада)
		Орфан, рудник (США)
		Гранте (США)
		Гэз-Хилс (США)
		Бассейн Франсвилль (Габон)
		Йиллирри (Австралия)
		Бассейн Уиллистон (США)
		Тодилто (США)
Бакума (ЦАР) ¹		

¹ В оригинале (ошибочно) Заир. — Прим. перев.

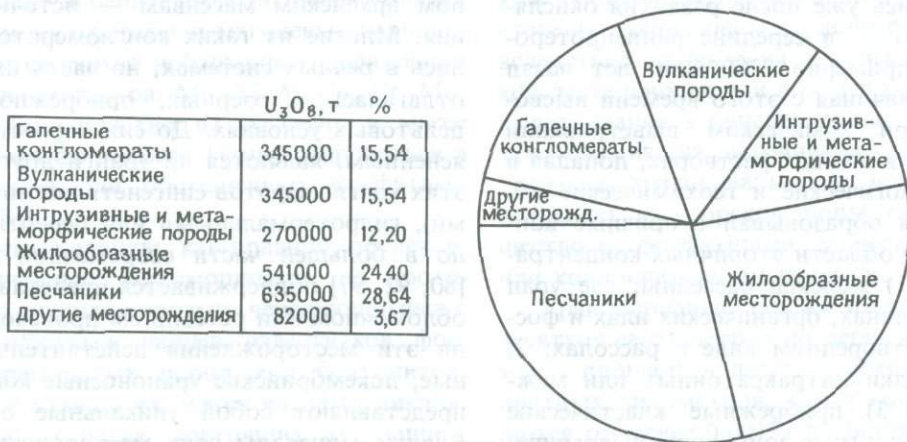


Рис. 2. Распределение разведанных запасов урана стоимостной категории 80 долл./кг U по типам вмещающих пород.

мирования уранового оруденения от возраста вмещающих пород. Только небольшая часть описываемых здесь типов не имеет в настоящее время промышленных месторождений, но они, несомненно, обладают значительными потенциальными ресурсами. Сравнительная значимость главных типов рассматриваемых месторождений, определяемая по известным уже запасам, показана на рис. 2.

Осадочные месторождения

Осадочные месторождения представляют собой одну из крупнейших групп урановорудных проявлений. Такие месторождения считаются вторичными, поскольку они обязаны своим существованием дополнительным экзогенным процессам. Но в то же время уран в них накапливается как неотъемлемая часть самих осадков. Осадочные месторождения формируются вследствие эрозии каких-то первичных урановых месторождений, причем это происходит как в окислительных, так и восстановительных условиях. Некоторые из них образовались в позднеархейское—раннепротерозойское время (2800—2200 млн. лет назад), когда почти лишенная кислорода атмосфера благоприятствовала механическому выветриванию, которое приводило к формированию россыпных месторождений обломочных минералов урана [64, 93, 94].

Многие другие осадочные месторождения урана образовались уже после развития окисляющей атмосферы — в середине раннепротерозойской эпохи, примерно 2200 млн. лет назад [103, 112, 113]. Начиная с этого времени высвобождавшийся при химическом выветривании уран мигрировал в водных растворах, попадая в различные литологические и геохимические обстановки, где он образовывал вторичные концентрации. Такие области вторичных концентраций включают: 1) морские бассейны, где уран накапливался в глинах, органических илах и фосфатах или в растворенном виде в рассолах; 2) терригенные осадки интракратонных или межгорных впадин; 3) прибрежные кластические осадки; 4) поверхностные зоны коры выветривания.

Кварцево-галечные (олигомиктовые) конгломератовые месторождения

Кварцево-галечные (олигомиктовые) конгломератовые месторождения урана приурочены к толщам соответствующих конгломератов, характеризующихся кварцевой основной массой и обилием пирита. Они, по-видимому, содержат обломочные первичные урановые минералы (уранинит, браннерит, тухолит и ураноторит), а в ряде районов — золото. Промышленные концентрации такого типа ограничены поздним археем — ранним протерозоем (2800—2200 млн. лет), но слабоураноносные галечные конгломераты, описанные в различных районах мира, встречаются и в других горизонтах докембрийских отложений щитов. Запасы известных промышленных месторождений этого типа составляют примерно 15,5% разведанных запасов урана.

Генезис этих месторождений до сих пор остается спорным. Положение их, по-видимому, контролируется не только близостью к крупным несогласиям (т. е. они располагаются непосредственно выше постархейского несогласия), но также гидродинамическими процессами, которые обуславливают степень «упаковки» кварцевых галек, а также обилие пирита и его минеральных предшественников. Имеет значение и близость месторождений к обогащенным ураном архейским массивам — источникам питания. Многие из таких конгломератов образовались в речных системах, но часть их, очевидно, отлагалась в озерных, прибрежно-морских и дельтовых условиях. До сих пор остается невыясненным, являются ли уран и другие металлы этих конгломератов сингенетичными (россыпными), гидротермальными или переотложенными, но в большей части современной литературы [80, 92, 97] поддерживается представление об их обломочном или россыпном происхождении. Если эти месторождения действительно россыпные, докембрийские ураноносные конгломераты представляют собой уникальные образования. Рудные минералы этих месторождений — уранинит, браннерит, тухолит и др. — редко наб-

людаются в верхнепротерозойских и палеозойских россыпях вследствие своей нестойкости в процессах выветривания и при транспортировке в окислительных условиях. Их накопление в позднеархейское — нижнепротерозойское время, как полагают, указывает на бескислородные условия.

Докембрийские кварцево-галечные конгломераты представляют собой низкосортные руды урана, из которых этот последний может извлекаться при содержании U_3O_8 0,01% как попутный продукт при добыче золота, а при содержаниях U_3O_8 0,10—0,15% в качестве главного рудного компонента. Запасы отдельных месторождений этого типа колеблются от 5 до 150 тыс. т U_3O_8 .

Классические примеры ураноносных кварцево-галечных конгломератов — это месторождения районов Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк в Канаде и Витватерсранд в ЮАР. Сходные месторождения известны в Австралии, Бразилии, Финляндии, Алжире, Индии, СССР и США.

Ураноносные черные сланцы

Ураноносные черные сланцы морского происхождения своей окраской обязаны высокому содержанию сапропелевого органического вещества; они характеризуются обилием пирита или марказита в виде тонких линз, стяжений или рассеянной вкрапленности и очень малыми количествами кальциевых и магниевых карбонатов. Сланцы содержат небольшие концентрации и ряда других металлов: Mn, Ti, V, Cu, Cr, Mo, P и р.з.э. Большинство их рассеяно в массе сланцев, но фосфор может концентрироваться в виде конкреций или обогащенных фосфатами прослоев [124].

Ураноносные сланцы, как правило, представлены сравнительно маломощными, но протяженными по площади слоями, чередующимися с другими разностями сланцев, известняков, фосфоритов, кремнистых пород или бентонитов. Одни черные сланцы являются членами циклично построенных пачек, состоящих из сланцев, песчаников и известняков, другие характеризу-

ются кремнистым составом и могут по латерали переходить в окремнелые вулканогенные породы. Большая часть черных сланцев — равномерно слоистые и плотные с раковистым изломом на свежем сколе.

Все черные сланцы характеризуются более высокими содержаниями урана по сравнению со средним для осадочных пород, но к «ураноносным черным сланцам» относятся лишь разности, содержащие более 0,005% U_3O_8 . Содержания урана меняются от прослоя к прослою, но в каждом определенном пласте они весьма однородны и легко могут быть предсказаны для очень больших территорий. Наиболее высокие содержания урана, по-видимому, свойственны тонкослоистым пластам, а в них — наиболее тонкозернистым образованиям; при этом содержание урана возрастает с увеличением количества органического вещества. Фосфоритовые конкреции обычно более обогащены ураном по сравнению с вмещающими сланцами, но имеются и исключения из этого правила. В сланцах не установлено урановых минералов; вероятно, уран адсорбируется органическими или фосфатными молекулами или глинами.

Считается, что черные сланцы отлагались в очень спокойных условиях, на тектонически стабильных континентальных платформах или вблизи них. Некоторые наиболее богатые и наиболее мощные месторождения, вероятно, сформировались на окраинах платформ, очевидно, в обстановке предорожденной стабильности. Уран, по-видимому, накапливался сингенетично с осадком. Морские воды могли быть в значительной степени обогащены растворенным ураном вследствие проявления поблизости вулканической деятельности или в результате интенсивного выветривания в окислительных условиях гранитов, служивших источником урана. Уран мог также экстрагироваться (в восстановительных условиях) из морской воды органическим веществом, фосфатными минералами, пиритом или коллоидальными глинами.

Урановорудные залежи имеют мощность от десятков сантиметров до первых метров и занимают площадь в десятки, сотни и тысячи квадратных километров. Содержания U_3O_8 колеблются от менее 0,001% до более 0,05%, но благодаря огромным объемам черных сланцев ре-

сурсы урана в них весьма значительны. В единственном близком к промышленному месторождении черных сланцев (Ранстад, Швеция) среднее содержание U_3O_8 составляет 0,035% [75], а потенциально извлекаемые запасы оцениваются в 300 тыс. т U_3O_8 . Однако ресурсы других месторождений черных сланцев почти на порядок меньше. Обычная проблема освоения этих месторождений — сложность и дороговизна их переработки и необычайно высокие расходы на охрану окружающей среды. Большинство этих месторождений может отрабатываться только крупными карьерами, которые должны располагаться в сравнительно обжитых районах.

Все крупные и наиболее высококачественные ураноносные черные сланцы имеют палеозойский возраст, но некоторые более мелкие месторождения Канады относятся к докембрию, а месторождения США — к мезозою и кайнозою. Наиболее хорошо известные черные сланцы — это кембрийский кольм Швеции, девонские и каменноугольные сланцы Чаттануга (США). Такие сланцы известны также в Бразилии, Канаде, Франции, Норвегии, Португалии, СССР и ФРГ.

Ураноносные илы

Многие крупные водные бассейны, характеризующиеся анаэробными условиями, содержат сравнительно маломощные залежи современных илов, в которых содержания урана на порядок или более превышают среднее для морских осадков. Эти илы имеют мощность от 1 до 15 м и состоят из остатков планктона, сапропеля и глины. Среднее содержание урана около 25 млн⁻¹, и большая часть его, по-видимому, связана с планктонным материалом (кокколитами и диатомеями). Подобно черным сланцам, ураноносные илы обладают очень крупными ресурсами урана, возможно в 10—20 млн. т U_3O_8 , но проблемы их освоения чрезвычайно сложны.

Два наиболее крупных месторождения ураноносных илов — это илы Черного моря (Турция и СССР) [33] и илы залива Уолфиш в Южной Африке [78]. Подобные залежи известны в Каспийском и Балтийском морях и в некоторых фиордах Норвегии. Эти два последних типа месторождений показывают, что определенные фа-

зии, характеризующиеся эксинными¹ условиями, благоприятны для широкого накопления урана.

Фосфориты

Осадочные морские фосфориты, состоящие в существенной своей части из фосфатных минералов, содержат значительные количества рассеянного урана. Такие фосфориты относятся к миогеосинклинальному или платформенному типу. Другие четыре типа фосфоритов — остаточные, аллювиальные галечные, гуано и фосфатизированные породы — характеризуются низкими содержаниями урана и небольшой промышленной значимостью.

Наиболее богатые и мощные ураноносные фосфориты, относящиеся к миогеосинклинальному типу, накапливались во внешней части континентального шельфа, в зонах апвеллинга глубинных морских вод. Эти воды насыщены соединениями фосфора и, вероятно, являются его источником для фосфоритов. Такие фосфориты входят в состав мощных миогеосинклинальных толщ, где они ассоциируются с карбонатными и кремнистыми породами, черными известковистыми глинистыми и просто глинистыми сланцами [74]. Примером таких фосфоритов служит формация Фосфория в западных штатах США.

Платформенные фосфориты чаще относятся не к пластовому, а к желваковому типу. Они ассоциируются с песчаниками, известняками и глауконитовыми породами. Большая часть их имеет низкие содержания урана, но известны и исключения, каким является формация Бон-Валли в Юго-Восточном центре США. Эти фосфориты подвергались переработке и были обогащены ураном при повторном контакте с морской водой во время более поздней трансгрессии. Они отличаются от шельфовых фосфоритов своей принадлежностью к прибрежным, пляжным и приливным отложениям, которые в сторону океана сменяются карбонатными осадками.

Все морские фосфориты состоят главным образом из микрокристаллического апатита

¹ Среда ограниченной циркуляции с застойными или анаэробными условиями. — Прим. перев.

(карбонат-фторапатита), слагающего слои, пеллеты, оолиты, конкреции или обломки скелетов и раковин. Уран считается сингенетичным, он может присутствовать в карбонат-фторапатите, замещая кальций. Уран морской воды, вероятно, входит в состав осадка в процессе его осаждения или вскоре после этого, так что он обычно достаточно равномерно рассеян по всей массе породы пласта или горизонта. Первичные урановые минералы присутствуют редко, но вторичные минералы (тюямунит, отенит, торбернит) отмечены в нескольких месторождениях.

Большую часть мировых ресурсов урана составляют именно морские фосфориты со сравнительно однообразным содержанием урана, колеблющимся в пределах 60—130 млн⁻¹. Фосфатная продукция из главных промышленных месторождений фосфоритов центральной и южной Флориды (США), Марокко, штатов Айдахо и Юта (США), Западной Сахары, Мексики, Иордании, восточной Флориды (США), Перу, Ирака постоянно имеет однородные содержания урана около 100—120 млн⁻¹. Другие крупные эксплуатирующиеся фосфоритовые месторождения Северной Каролины, Вайоминга, Монтаны, других районов Флориды (США), Австралии, Туниса и Алжира имеют содержания урана 60—90 млн⁻¹. Де Вотто и Стивенс [38] определили, что в 292 727 млн. т подсчитанных запасов пригодного к извлечению фосфата в западных странах содержится 29,532 млн. т урана. Основная масса запасов фосфатов (223 342 млн.т) находится в США, где ресурсы доступного для извлечения урана составляют 22,459 млн. т. Однако и другие страны также располагают значительными запасами урана в фосфоритах: Марокко — 4,950 млн. т, Западная Сахара — 0,555 млн. т, Мексика — 0,415 млн. т и Иордания — 0,360 млн. т.

Бокситы

Давно известно, что большая часть бокситов отличается несколько повышенной радиоактивностью. Изучение образцов бокситов из месторождений всего мира показало, что содержания в них трех радиоактивных элементов колеблются в следующих пределах: тория — 8—132 млн⁻¹, урана — 3—27 млн⁻⁷ и калия — 0—0,3%

[1]. Приближенные медианные значения составляют для тория 42 млн⁻¹, урана 8 млн⁻¹ и калия 0,1%. В основном бокситы развиваются на основных магматических породах, характеризующихся наиболее низкими содержаниями урана (4,2 млн⁻¹). Однако они формируются и на породах других типов — с более высокими содержаниями урана: на глинистых сланцах (10,5 млн⁻¹), карбонатах (12,9 млн⁻¹), кислых интрузивных породах (15,9 млн⁻¹). Имеются данные, что уровни концентраций Th и U могут характеризовать качество бокситовых руд.

Исследования показывают, что большая часть тория и урана содержится в устойчивых минералах, таких, как циркон, и в конечных продуктах — глинозем и металлический алюминий — попадает ничтожно мало урана. В алюминиевой промышленности наиболее широко используемым методом извлечения глинозема (Al₂O₃) из бокситов является бауэровский процесс, когда алюминий и кремнезем выщелачиваются из бокситов горячей каустической содой под давлением. Остатком является «красная глина» — илоподобная смесь оксидов железа, диоксида титана, кремнезема, каустика и многих примесей. По грубой прикидке при производстве каждой тонны алюминия остается одна тонна «красной глины». Раствор же после соответствующей обработки для извлечения из него алюминия рециклируется. Поскольку уран по своей природе легко растворим, очевидно, большая его часть будет также выщелачиваться и переходить в этот раствор. В настоящее время небольшие предприятия уже извлекают такой уран. Однако анализы «красной глины» отмечают содержание в ней урана от 12 до 40 млн⁻¹, что позволяет предполагать неполное извлечение его в раствор.

Мировая добыча бокситов в настоящее время составляет примерно 70 млн. т в год, в результате переработки которых получается 35 млн. т «красной глины». Многие перерабатывающие фабрики в мире функционируют уже в течение 40 лет и более, в результате чего отходов, т. е. «красных глин», могло накопиться более 1 млрд. т. Если принять, что среднее содержание урана в этих отходах составляет 10 млн⁻¹, ресурсы этого металла здесь значительны. Радиоактивные бокситы имеются в Бразилии, Камбуну, Суринаме и США.

Россыпные месторождения

Россыпные месторождения представляют собой концентрации тяжелых минералов, которые образуются в высокоэнергетических аллювиальных и прибрежных обстановках. Течения и волны селективно концентрируют здесь зерна минералов с большим удельным весом, вымывая более тонкий и более легкий материал. Минералы россыпей помимо своей массы характеризуются устойчивостью к выветриванию и воздействию растворов, абразии и механическому разрушению. В радиоактивных россыпях наиболее высокой радиоактивностью характеризуются торийсодержащие минералы (монацит, циркон, торит, эвксенит и др.). Они более устойчивы к выветриванию и разрушениям при транспортировке по сравнению с урановыми минералами. В современных россыпях [32] устанавливается полное отсутствие уранинита и небольшие количества урана встречаются в виде примеси в монаците, ксенотиме и торите. В противоположность этому для древних россыпей (в кварцево-галечных конгломератах) уранинит обычен, а местами отмечается и браннерит.

Россыпи радиоактивных минералов образуются при выветривании кислых и щелочных интрузивных и метаморфических пород. Они формируются по периферии щитов или районов, сложенных интенсивно дислоцированными и прорванными интрузиями комплексами. На основе фациальных исследований можно выделить два типа россыпей — русловые и пляжные.

Русловые россыпи, поскольку они принадлежат горным, высокоэнергетическим обстановкам, представляют собой недолговечные образования, формирующиеся вблизи источника сноса. Лишь изредка они сохраняются благодаря литификации осадков. Русловые россыпи известны в штатах Северная и Южная Каролина и Айдахо (США), в Британской Колумбии (Канада), в Индии и Японии.

Пляжные (прибрежные) россыпи в основном накапливаются вблизи базиса эрозии и имеют большую вероятность захоронения и сохранения. В связи с этим они более обычны в геологических разрезах. В эту группу входят россыпи, формирующиеся либо на пляжах, либо на различного типа барах (береговых, в устьях бухт,

на мелях). В отличие от русловых прибрежные россыпи могут формироваться в десятках и сотнях километров от области сноса. Чем больше расстояние переноса, тем больше степень истирания и уменьшения размеров зерен в результате абразии и воздействия воды. Как правило, столь значительный перенос выдерживают только особенно устойчивые минералы (монацит и циркон). Наиболее высокорadioактивные россыпи связаны с пляжными песками верхнего мела в западной части США, а также с голоценовыми осадками Китая, Египта, Индии, Бразилии, Кореи, Мадагаскара, о. Тайвань и штатов Аляска, Джорджия и Флорида в США.

Россыпи характеризуются лишь низкими или даже очень низкими содержаниями, к тому же многие из слагающих их минералов (например, монацит и циркон) очень трудно вскрываемы и сложны для переработки. Низкие содержания и сложная технология переработки обуславливают непривлекательность этих месторождений, хотя, с другой стороны, объем отдельных россыпей может достигать нескольких миллионов кубических метров и они могут содержать сотни тысяч тонн концентратов тяжелых минералов. Из крупных россыпей уран может извлекаться как попутный или сопутствующий компонент, если в промышленных концентрациях присутствуют такие минералы, как ильменит, рутил, касситерит или золото.

Рассолы

Все природные воды — поверхностные и подземные, воды горячих источников, рассолы нефтяных полей, рудничные воды — и растворы обогатительных фабрик содержат те или иные количества урана. Они не являются «месторождениями» в обычном понимании, так как не представляют собой концентраций кристаллических минералов в породах. Обычные содержания урана в пресных поверхностных и подземных водах колеблются в пределах $0,05\text{--}10$ млрд⁻¹ [101]. Такие содержания слишком низки, чтобы представлять в настоящее время практический интерес в качестве источника урана. Наиболее приемлемыми для извлечения урана представляются морские воды и технические воды обогати-

тельных фабрик, а также в небольших объемах возможно использование воды соленых озер и плай¹. Содержание урана в пресных водах некоторых рудных районов может достигать нескольких сотен или даже тысяч миллионных долей. Различные воды такого типа уже использовались в районе рудного пояса Грантс (США). Выщелачивающие растворы на некоторых медных месторождениях и перерабатывающих фабриках в среднем содержат $10 \text{ млн}^{-1} \text{ U}$ [13], и на медном руднике Бингем-Каньон (шт. Юта) уран извлекается в качестве попутного продукта. Морская вода содержит около $3 \text{ млрд}^{-1} \text{ U}$, и, как известно, объем ее огромен. В Японии уже построены опытные фабрики, где уран извлекается из морской воды. В водах соленых озер и плай, обычных для областей с жарким климатом, устанавливаются высокие концентрации солей, обусловленные испарением; большинство их имеет концентрации урана в пределах $5\text{--}10 \text{ млрд}^{-1}$, но запасы таких вод невелики.

Месторождения в эффузивных породах

Во многих районах аномально высокие концентрации урана (возможно, гидротермального генезиса) отмечаются в вулканических или связанных с ними породах. Вулканические породы вмещают ряд крупных месторождений в различных странах мира. Уран обычно ассоциируется с высоко кремнеземистыми типами вулканических пород, однако часто ураноносны также агпайтовые и плюмазитовые породы. Некоторые месторождения Австралии обнаруживают связь с эффузивными породами базальтового состава. Подсчитано, что около 15,5% достоверных запасов урана в западных странах находится в вулканических комплексах.

Месторождения в кислых вулканических породах

Достаточно хорошо известно, что щелочные породы аномально обогащены ураном и други-

ми малыми элементами, такими, как F, Mo, Be, Li, Hg. Ураноносные щелочные вулканические породы развиты в тафrogenных зонах, которые лежат на флангах приподнятых орогенных областей и могут представлять собой проседающие рифтовые системы. Эффузивная деятельность в пределах тафrogenных зон может порождать комагматические серии щелочных вулканических пород и связанных с ними осадков, создавая вулканогенные комплексы.

Дьюи и Бёрд [39] в своей модели поддвигаания океанических плит под континентальные описывают механизмы возникновения и распределения структурных элементов и слагающих их типов пород, образующихся при формировании горных сооружений и сопутствующей тектонической релаксации. Они приходят к выводу, что по мере удаления от зоны субдукции в глубь континента магматические породы становятся все более щелочными и все более дифференцированными. Глубинная магма поднимается из зоны плавления погружающейся плиты, и чем глубже залегает магма, тем больше времени она будет иметь для своей дифференциации.

Чтобы произошла дифференциация магмы, достаточная для возникновения концентраций, необходимых для образования месторождений урана, она должна оставаться ненарушенной в течение значительного времени, находясь на сравнительно небольших глубинах в условиях, обычных для тафrogenных зон. Любое преждевременное понижение давления может обусловить исчезновение летучих компонентов и помешать образованию уранового оруденения.

Урановые месторождения в вулканических породах характеризуются большим разнообразием структурного контроля оруденения и соответственно морфологии рудных тел [84]. Обычно в каждом рудном районе встречаются несколько типов рудных залежей. Урановые месторождения, ассоциирующиеся с риолитовыми штоками и куполами, известны в ряде мест на западе США [26, 29, 107, 122]. Месторождения близ Мэрисвейл (шт. Юта) приурочены к сбросам, секущим гипабиссальные интрузивы и туфы, вероятно, залегающие выше подобных нескрытых интрузивов [29]. Сходные месторождения известны в Китае и СССР [69]. Месторождения могут располагаться в вулканокластических осадках, выполняющих кальдерные впа-

¹ Плайя (playa) — пересыхающее засоленное озеро. — Прим. перев.

дины (кальдера Мак-Дермитт, США), грабены (центральная Италия) или палеодолины. Некоторые месторождения залегают в игнимбритах, агломератах, туфах пепловых потоков и в других лежащих за пределами кальдер породах (месторождения Рекспар в Канаде, Пенья-Бланка в Мексике, Маурин в Австралии и Томас-Рейндж в США).

Для основных элементов этих месторождений (U, F, Be, Hg, Th, Mo) большинство исследователей предполагает магматический источник и повышение температуры рудообразующих растворов. Однако растворы, обогащенные теми же самыми элементами, могут возникать при диагенетических процессах и среднетемпературных гидротермальных преобразованиях вулканогенных осадков. Локализация урана в некоторых месторождениях, по-видимому, контролируется углеродистым веществом (Маурин, Австралия; Андерсон, США); в ряде месторождений контроль оруденения пока остается невыясненным.

Характер минерализации в месторождениях, залегающих в вулканических толщах, различен. Там, где изменения пористости и проницаемости резкие, падения температуры и давления могут быть достаточными для восстановления шестивалентного урана и образования урановой смолки. Если же изменения пористости и проницаемости менее резки, из остывающих, богатых кремнеземом и ураном флюидов могут образовываться силикаты урана.

Месторождения урана, связанные с кислыми вулканогенными породами, имеют запасы от нескольких тонн до нескольких тысяч тонн U_3O_8 при средних содержаниях U_3O_8 в рудах 0,05—0,3%. Разведанные запасы промышленной стоимостной категории в таких месторождениях составляют для стран Запада 5—10 тыс. т U_3O_8 .

Месторождения урана в основных вулканических породах

Основные вулканические породы, по-видимому, малоблагоприятны для локализации урановых месторождений. Наиболее значительным скоплением такого типа является залежь в районе Мак-Дермитт (США), где основные лавы в кальдерной впадине содержат 8,5 т урана при содержаниях U_3O_8 0,05% [102]. В этой залежи тонкозернистые урановая смолка и коффинит ас-

социируются с обильным пиритом и лейкоксерном.

Предполагается, что крупное $Cu-U$ -месторождение Олимпик-Дам (Роксби-Даунс) в Австралии некоторым образом связано с изменением развитых здесь базальтовых лав, однако связь эта пока еще достаточно не изучена.

Месторождения в интрузивных породах

Во многих типах интрузивных пород устанавливаются повышенные содержания (> 10 млн⁻¹) урана. В крупных магматических телах они, как правило, не превышают 20 млн⁻¹, но многие продукты дифференциации таких массивов показывают резкое обогащение ураном по сравнению со средними его концентрациями в основном интрузиве [86]. Уран вместе с другими несовместимыми¹ элементами входит в состав остаточного силикатного расплава и магматических флюидов поздней стадии или газовой фазы, а не в состав ранних минералов. В гранитных массивах наиболее высокие концентрации урана обычны в пегматитовых и аплитовых разностях пород. Исследования Рошолта [104] и Бохса и др. [15] показали, что магмы, сохраняющие свои летучие компоненты, сохраняют и уран, и породы с общим высоким содержанием летучих должны иметь высокие концентрации урана в поздних дифференциатах. Месторождения в интрузивных породах и связанных с ними метаморфических образованиях вмещают примерно 12,2% разведанных запасов промышленной (80 долл./кг U)² категории стран Запада.

Месторождения в агпайтовых нефелиновых сиенитах

Перщелочные нефелиновые сиениты представляют собой щелочные породы, химический состав которых характеризуется молекулярным

¹ Под несовместимыми автором понимаются элементы, входящие в состав породообразующих минералов в качестве примесей и накапливающиеся в конечных дифференциатах расплава. — Прим. перев.

² Здесь и далее стоимостные категории пересчитаны следующим образом: 30 долл./а.ф. (американский фунт) $U_3O_8 = 80$ долл./кг U; 50 долл./а.ф. $U_3O_8 = 130$ долл./кг U; первая в настоящее время рентабельная для отработки, т. е. может быть названа промышленной. — Прим. перев.

отношением $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, превышающим 1,2. Породы такого состава петрологи называют агпайтовыми. Агпайтовые нефелиновые сиениты с необычайно высокими содержаниями U, Th, Nb, Zr и р.з.э. встречаются во многих районах; наиболее известные из них: Илимаусак в Гренландии, Посус-ди-Калдас в Бразилии, Ловозеро в СССР и Пиллансберг в ЮАР. Менее известны проявления этих пород в Индии и Боливии и в ряде районов Бразилии. Эти породы содержат незначительное количество разведанных запасов промышленной (80 долл./кг U) категории, но к ним приурочено до 70 тыс. т урана, относимых к более высокостойким (130 долл./кг U) ресурсам.

Месторождения в карбонатитах

Карбонатиты в силу необычности своего состава выделяются в особый класс интрузивных пород. Они характеризуются высокими концентрациями «несовместимых» элементов (U, Nb и др.) и обилием карбонатных минералов: кальцита, доломита, анкерита и др.

Известно более 300 месторождений карбонатитов, но большинство из них имеет площадь менее 20 км² [87]. Они открыты на всех континентах, исключая Антарктиду, и обычно имеют тенденцию группироваться в виде поясов или провинций. Наиболее известные карбонатитовые провинции: Восточно-Африканская рифтовая зона, провинция Монтерджиан в восточной Канаде, Южно-Атлантические проявления южной Бразилии, Парагвая, Анголы и Намибии, провинции Финляндии и Кольского полуострова, южной части Индии, Скалистых гор в Колорадо (США). Карбонатиты известны также в Боливии, Эквадоре, Швеции, ФРГ, Гренландии, Канаде, США и на Канарских островах.

Содержания урана в большинстве карбонатитов недостаточны для того, чтобы их можно было рентабельно разрабатывать, но некоторые из них разрабатываются на другие полезные ископаемые, и уран извлекается в качестве побочного или сопутствующего компонента. С карбонатитами связаны месторождения следующих полезных ископаемых: Си (Палабора в ЮАР), р.з.э. (Маунтин-Пасс в США, Араша и др. в Бразилии), Nb (Араша и др. в Бразилии, место-

рождения Африки, Канады и США), Th (Уэт-Маунтинс в США), Та (СССР) и V (Магнет-Коув в США).

Легко вскрываемые первичные урановые минералы в карбонатитах редки, но в Палаборе отмечен ураноторианит [46], а в месторождении близ озера Ниписсинг (Онтарио, Канада) — уранинит [48]. Большинство ураноносных минералов карбонатитов представлено трудноискриваемыми разновидностями. Уран присутствует в виде малых или очень малых примесей в цирконе, апатите, бадделеите, перовските, ортите, сфене, рутиле и пр. Вторичный минерал — отенит встречается в почвах, покрывающих карбонатиты месторождения Араша [24].

Среднее содержание урана в карбонатитах составляет 57 млн⁻¹, а тория 649 млн⁻¹; отношение Th/U равно 11,4 [49]. Однако, как было показано Нисимори и Пауэллом [87], колебания содержаний этих элементов очень велики: для урана они составляют 0,05—400 млн⁻¹, а для тория 0,1—2500 млн⁻¹. Подсчитано, что карбонатиты содержат по крайней мере 150 тыс. т извлекаемого U₃O₈; основная часть их относится к разведанным запасам стоимостной категории 130 долл./кг U.

Месторождения в анатектитах

Уран, высвобождающийся из осадочных и магматических пород при ультраметаморфических процессах, может концентрироваться в возникающих при анатексисе кварцево-полевошпатовых расплавах. Ликвидусная кристаллизация таких, обогащенных ураном расплавов порождает анатектические концентрации урана в пегматитах, аляскитах и иногда в аплиттах. Главные минеральные компоненты этих пород — щелочной полевой шпат и кварц, в небольших количествах обычно присутствуют биотит и измененные железо-магнезиальные минералы. В аксессуарных количествах обнаруживается мусковит, в виде примеси — гранат. Анатектические концентрации урана установлены в сложнорасчлененных, высоко метаморфизованных и мигматизированных комплексах, слагающих глубинные, мезо- и катазоны складчатых поясов. Эти комплексы характеризуются

круто погружающимися, узкими изоклинальными складками.

Идиоморфные и гипидиоморфные первичные урановые минералы, большей частью уранинит и ураноторит, тонко рассеяны в анатектических аляскитах и пегматитах, но обогащенные кварцем зоны и гнезда могут содержать локальные скопления урановых минералов. Вторичные минералы урана могут присутствовать как в палингенных, так и во вмещающих породах.

Анатектические урановые месторождения представлены плитообразными или линзообразными телами кварц-полевошпатового состава, которые обычно имеют резкие контакты с вмещающими породами. Дайкообразные тела пегматитов и аляскитов, как правило, конкордантны со сланцеватостью, но местами могут быть дискордантны и приурочены к осям складок. Масштабы анатектических месторождений и качество руд в них зависят от следующих факторов: содержания урана в исходных породах, степени частичного плавления и степени сохранения урана при последующей кристаллизации. Масштаб их колеблется от мелких непромышленных рудопоявлений до очень крупных месторождений низкосортных руд. Средние содержания U_3O_8 в них колеблются от 0,01 до 0,2%, а запасы месторождений от нескольких тонн до 150 тыс. т U_3O_8 .

Наиболее крупное и единственное эксплуатирующееся в настоящее время месторождение — это Рёссинг в Намибии, но известен и ряд более мелких: Крокер-Уэлл в Южной Австралии, месторождения провинции Серидо в Бразилии, провинций Саскачеван и Манитоба в Канаде, Траванкур в Индии, Кенема в Сьерра-Леоне, Уилер-Бейсин в США и отдельные проявления в Зимбабве.

Месторождения в щелочных пегматоидных гранитах

Пегматоидные щелочные (субщелочные) граниты по своим геологическим особенностям и химизму резко отличаются от известково-щелочных гранитов и гранодиоритов. В основном это полнокристаллические лейко- или мезократовые породы, состоящие из 25—40% квар-

ца, 50% щелочных полевых шпатов (микроклина, пертита или позднеобразованного альбита) и 10—25% пироксенов, амфиболов и других второстепенных минералов.

Генезис щелочных пегматоидных гранитов пока еще недостаточно ясен. Некоторые исследователи [127] считают, что они являются дериватами мантии, другие же [7, 17] утверждают, что они сформировались в результате анатексиса нижних горизонтов земной коры. Мёрфи и др. [83] для объяснения их генезиса предлагают комбинированную генетическую модель, которая учитывает влияние ряда факторов: тектоническую позицию, контаминацию корового вещества, степень отделения летучих.

Ураноносные перщелочные граниты известны в Шотландии, в кольцевых комплексах Нигера и Нигерии, однако единственный гранитный массив, который разрабатывался на уран — это альбит-рибекитовые граниты Бокан-Маунтинс на Аляске. Все известные рудные проявления этого типа характеризуются: 1) отчетливо щелочной природой вмещающих гранитов (результат далеко продвинутой химической дифференциации вещества); 2) повышенными концентрациями «несовместимых» элементов (U, Th, Nb, Zr, Be, Zr, Zr и др.) в пневматолитовой фазе материнской магмы; 3) высокой фугитивностью кислорода (о чем свидетельствует высокое значение отношений Fe^{3+}/Fe^{2+} и присутствие эгирина); 4) неоднократным поступлением флюидов поздних стадий, обуславливавших дейтерические или метасоматические изменения; 5) дополнительным обогащением пневматолитовой фазы (пегматитов); 6) неоднократным поступлением гидротермальных флюидов во вмещающие породы вдоль разломов; 7) повсеместным проявлением процесса альбитизации в плутонах.

Уран может встречаться в виде дейтерических или аутометасоматических концентраций в альбитизированных гранитах, сингенетических скоплений в пегматитах, эпигенетических гидротермальных жил или метасоматических залежей во вмещающих граниты породах. Первичные урановые минералы — ураноторит, ураноносный ториацит и коффинит — сопровождаются кальцитом, флюоритом, пиритом, галенитом, гематитом, кварцем и глинами. Содержания U_3O_8 колеблются от 0,01 до 1,00% и более. Однако в странах Запада в перщелочных гранитах

разведано всего лишь несколько сотен тонн урана.

Месторождения в гранитах

Среди гранитоидов наиболее высокие содержания урана свойственны самым молодым членам высоко дифференцированных гранитных комплексов. Концентрация урана в большинстве гранитов превышает 10 млн^{-1} , однако случаи, когда весь гранитный интрузив в целом имеет содержание выше 20 млн^{-1} , достаточно редки [86]. Наиболее ярким примером обогащенных ураном гранитов являются граниты герцинских массивов Франции; граниты или кварцевые монзониты, содержащие $2\text{—}15 \text{ млн}^{-1} \text{ U}$, известны также в Канаде (Жоан-Бетц, Квебек), Австралии (Элизабет-Крик, Квинсленд), СССР (Огнитский комплекс, Восточный Саян), США (Конуэй, шт. Нью-Гэмпшир; горы Гранит, шт. Вайоминг; районы рудников Миднайт и Маунт-Спокан, шт. Вашингтон; Бингем-Каньон, шт. Юта).

Большинство высокорadioактивных гранитов представляет собой посторогенные, неглубоко залегающие плутоны, которые не потеряли своих ураноносных флюидов при орогенических процессах. Поскольку содержание урана в этих гранитах достаточно однородное и невысокое, маловероятно наличие в них крупных сингенетических рудных залежей. В некоторых районах, однако, при наличии промышленных концентраций других металлов рассеянный уран может извлекаться в качестве попутного продукта (как на медном руднике Бингем в США).

В некоторых районах при постумной переработке ураноносных гранитов могут возникнуть концентрации вторичных урановых минералов в виде жилообразных залежей вдоль крупных зон трещиноватости в материнской интрузии. Сопутствующие минералы — сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, флюорит, лимонит и кварц. Системы трещин и сколов, вероятно, являются структурами растяжения, обусловленными вскрытием плутона. Пересечения таких зон благоприятны для накопления вторичных урановых минералов, и потому рудные залежи имеют линзообразную и гнездовидную форму. Месторождения обычно невелики по размеру, но могут

быть богатыми по содержанию. Примером является рудник Дейбрик в шт. Вашингтон (США), где уран представлен кристаллами метаотенита в трещинах, микротрещинах и на плоскостях кливажа в пегматитовых и аляскитовых разностях меловых порфиридных кварцевых монзонитов. Подобные месторождения известны и в районе Лашо во Франции.

В других местах уран, высвобождающийся при выветривании ураноносных гранитов, мигрирует в слабометаморфизованные породы, окружающие неглубоко залегающие плутоны. Поскольку вмещающие породы должны быть способны восстанавливать уран из водных растворов, идеальными для рудообразования в этом случае являются углистые или графитистые сланцы и известково-силикатные породы. Вынос урана в данном случае может быть очень длительным. Главные урановые минералы — урановая смолка и коффинит, но в близкповерхностной части месторождений могут встречаться и вторичные минералы урана. Жильная масса, количество которой может быть различным, представлена кварцем, карбонатами и флюоритом. Примерами такого типа рудных концентраций являются месторождения Спокан-Маунтин в США, Низа в Португалии и Фе в Испании. Средние содержания урана составляют $0,05\text{—}0,3\%$. Мощности рудных зон колеблются от нескольких сантиметров до нескольких метров или даже десятков метров при протяженности в десятки и сотни метров. По вертикали они прослеживаются на $100\text{—}200 \text{ м}$. Такие месторождения в гранитах насчитывают около 30 тыс. т разведанных запасов урана промышленной (80 долл./кг U) категории, а также значительные количества запасов более высокостойкой (130 долл./кг U) категории.

Месторождения урана в пегматитах и аплитах

Месторождения урана в пегматитах и аплитах образуются из «пегматитовых» флюидов при их насыщении минерализаторами на поздней стадии эволюции магматического очага. Уран, который, как правило, не входит в состав

обычных породообразующих минералов в процессе ортомагматической кристаллизации, прогрессивно накапливается в остаточном расплаве. Такие пегматитовые флюиды могут становиться еще более концентрированными в случае вторичного вскипания магмы. По этой причине в комагматических сериях пегматитовые фазы, как правило, обогащены ураном по отношению к породам основного тела данного плутона.

Ураноносные пегматиты отличаются от неураноносных прежде всего содержанием урана, уровень которого зависит от первоначального его содержания в материнской магме, степени выноса этого элемента во время, предшествовавшее насыщению, и степени концентрации в пегматитовом флюиде. Другие отличия проявляются в содержании F, Nb, Ta, р.з.э., первичного гематита, щелочных амфиболов или пироксенов. В целом, чем сложнее химический состав пегматита, тем более вероятно, что он будет содержать радиоактивные элементы [2].

Ураноносные пегматиты также характеризуются временной, пространственной, а возможно, и генетической связью с плутонами, имеющими аномально высокие содержания урана. Они обычно располагаются в пределах таких плутонов или на их контактах, но могут внедряться и во вмещающие толщи. Как правило, число пегматитовых тел, их размеры и комплексность состава уменьшаются по мере удаления от материнского плутона [79].

Концентрации урана в пегматитах встречаются в наиболее подвижных областях земной коры. Они особенно часто обнаруживаются в интеркратонных подвижных поясах в ассоциации с плутоническими телами эпизоны и мезозоны, образовавшимися за счет корового материала. Ураноносные пегматиты характерны для докембрия и верхнего палеозоя (D—C) и встречаются в высокометаморфизованных породах и в гранитных интрузивах. Из-за их связи с высокометаморфизованными породами некоторые исследователи относят такие пегматиты к ультраметаморфическим или анатектическим образованиям.

Ураноносные пегматиты в основном имеют гранитный состав и состоят из щелочного полевого шпата и кварца, слюды и небольшого количества щелочных амфиболов и пироксенов. Обычные аксессуарные минералы — флюорит,

топаз, гематит, циркон, гранат и апатит. Урановые и урансодержащие минералы (уранинит, ортит, ураноторианит, браннерит) рассеяны по всему телу пегматитовой дайки, однако кварцевые зоны могут быть особенно обогащены ураном. Большая часть урана связана с аксессуарными минералами — апатитом и цирконом, но некоторая часть его может присутствовать в породообразующих минералах или на периферии их зерен.

Большинство ураноносных пегматитов встречается в виде плитообразных дискордантных даек, но часть их образует удлинённые линзы. Текстуры их могут быть простыми или зональными. Независимо от типа пегматитов радиоактивные минералы редко встречаются в количествах, достаточных для образования экономически значимых концентраций урана и тория. Содержания U_3O_8 колеблются от следов до 0,37%, среднее содержание составляет около 0,1%.

На Мадагаскаре из пегматита было добыто несколько сотен тонн комплексных оксидных минералов. В Канаде в последние годы разведывалось урановое оруденение в зональных и азональных пегматитах. Наибольшее значение имеют азональные красные пегматиты района Банкрофта в шт. Онтарио, но представляют интерес и некоторые азональные белые пегматиты других районов Канады. Запасы Банкрофта определяются в 2 тыс. т U_3O_8 при среднем содержании 0,11% [18]. Ураноносные пегматиты известны также в Аргентине, Австралии, Бразилии, Эфиопии, Финляндии, Индии, Норвегии, Шри-Ланке, Швеции, СССР и США. Разведанные запасы промышленной категории (80 долл./кг U) не превышают нескольких тысяч тонн.

Гидротермальные жилы

Классические гидротермальные жильные месторождения — это месторождения с отчетливым структурным контролем, которые, как правило, пространственно, а возможно, и генетически связаны с ураноносными гипабиссальными интрузиями или пегматитовыми телами. Такие месторождения располагаются в сравнительно простых разломах или в трещинных зонах,

иногда прослеживаясь на глубину 300—500 м и располагаясь в различных по составу породах. При этом они обнаруживают определенное геохимическое и минералогическое однообразие. Некоторые жилы залегают в метаморфических породах, например месторождения районов Биверлодж и Большого Медвежьего озера (Канада), Шварцвальдер (США), районов Пршибрам и Фрайберг в Восточной Европе и Шинколовбе в Заире. Другие развиты в самом материнском плутоне (интрагранитные), как хорошо известные месторождения Франции, Испании, Португалии.

Гидротермальные растворы, породившие эти жилы, возникают на конечных стадиях магматической дифференциации. Продолжительная эволюция магматического очага способствует прогрессивному возрастанию количества летучих и в конце концов отделению водной фазы, которая может содержать широкий комплекс растворенных соединений. Высокая фугитивность кислорода обуславливает окисление урана, но недостаточна для окисления ванадия, что приводит к эффективному фракционированию этих двух элементов. Гидротермальные растворы высвобождаются из магматического очага, когда появляются проницаемые каналы, такие, как разломы и трещинные зоны, которые могут формироваться длительное время. Системы таких зон имеют значительную протяженность на глубину и по простиранию, и в их пределах возникает много благоприятных мест для рудоотложения. Там, где отсутствуют восстановители шестивалентного урана, восстановление его может происходить в результате падения фугитивности кислорода в системе вследствие изменения температуры, давления и рН растворов по мере их продвижения вверх, в зону меньших нагрузок [79].

Выделяются два типа жильных месторождений: 1) монометалльные жилы с урановой смолкой и 2) полиметалльные ураноносные жилы с Co, Ni, Bi, Ag или Ni, Co, Cu. Оба типа месторождений представлены брекчированными жилами или системами жил; обычно различаются несколько стадий брекчирования. Брекчии состоят из обломков боковых пород, которые цементируются кварцем, массивным или криптокристаллическим. Сопутствующие минералы — сульфиды Fe, Zn, Pb, барит, фиолетовый флюо-

рит и карбонаты. Некоторые жилы обогащены Cu, Ni, As, Bi или Ni, Co и Cu в результате телескопированного рудоотложения [30]. Главный урановый минерал — уранинит, который может встречаться в виде тонкорассеянных идиоморфных зерен, межзерновых пленок, выполнения трещин и как продукт метасоматического замещения. Рудные концентрации в пределах жилы распределены неравномерно, и наиболее высокие содержания имеют тенденцию располагаться в зонах, где развиты пустоты. Содержания U_3O_8 в этих месторождениях колеблются от менее 0,1% до более 1,0%. Гидротермальные урановые месторождения содержат в западных странах около 50 тыс. т разведанных запасов промышленной (80 долл./кг U) категории.

Метасоматические месторождения

Контактово-метасоматические месторождения урана

Контактово-метасоматические месторождения урана образуются на поздних стадиях эволюции магматического очага при реакциях замещения между магматическими эманациями и окружающими породами. Наиболее обычно метасоматоз проявляется в виде ореола при внедрении магмы в более древние метаморфические или магматические породы, но местами он наблюдается во внешних зонах интрузий и в катаклазированных породах зон скальвания на границах плутона.

Некоторое количество урана и частично или, возможно, все транспортирующие его флюиды, которые формируют контактово-метасоматические месторождения, вероятно, заимствованы из вмещающих пород, хотя уран может также привноситься в виде магматических эманаций. Березиной и др. [13] установлено систематическое возрастание содержаний урана от внешних частей к центру «метасоматической колонны». Уран при этом все в большем количестве концентрируется в микротрещинах, в трещинах кливажа, в дефектах кристаллов, особенно ферромагнезиальных минералов. Дальность переноса урана метасоматическими флюидами и места его отложения контролируются температурным

градиентом, эффективной пористостью и проницаемостью и составом вмещающих пород.

По-видимому, имеется два типа метасоматических урановых месторождений: 1) в карбонатных метасоматитах и 2) в щелочных или натриевых метасоматитах (альбититах), характеризующихся сплошной альбитизацией вмещающих пород. Урановые месторождения в карбонатных метасоматитах обычно располагаются в областях динамометаморфизма средних и высоких ступеней, поблизости от кислых интрузий или пегматитовых полей в пределах подвижных поясов. Высокая степень метаморфизма вмещающих пород может указывать на глубинные условия эволюции магматического очага, которые определяют предпочтительное просачивание флюидов во вмещающую толщу, а не массивное удаление их вдоль трещинных зон. Вмещающие породы обычно представлены железистыми кварцитами («таконитами»), железными рудами, мафическими или известково-силикатными сланцами, гнейсами и загрязненными мраморами. Первичные урановые и ураносодержащие минералы (обычно уранинит и торинит) тонко рассеяны во вмещающей породе; уран может также присутствовать в составе породообразующих минералов. Хотя главным урановым минералом является уранинит, уран может также находиться в монаците, цирконе, эгирине, рибеките и биотите. Наиболее обычные изменения на этих месторождениях — альбитизация, карбонатизация и хлоритизация. Размеры линзообразных рудных залежей так же, как содержания урана в руде, варьируют в широких пределах. Большая часть руд низкосортные, но вторичное обогащение может приводить к образованию промышленно значимых концентраций. Самое интересное месторождение — Мэри-Катлин в Австралии, однако известны месторождения и в ряде мест Бразилии, в Канаде и СССР.

В странах Запада разведанные запасы урана промышленной (80 долл./кг U) категории в контактово-метасоматических месторождениях оцениваются лишь в несколько тысяч тонн. Содержание U_3O_8 достигают не более 0,15%, но присутствие сопутствующих металлов (р.з.э.) делает эти месторождения экономически более интересными.

Месторождения урана в натриевых метасоматитах

Месторождения урана в натриевых метасоматитах (альбититах) известны на Украинском щите в СССР [59], но подобные месторождения могут также ассоциироваться с гнейсовыми куполами в Северной Америке. Ураноносные натриевые метасоматиты встречаются в зонах метасоматоза, развивающихся вдоль крупных разломов в ультраметаморфических комплексах. Такие разломы связаны со складчатыми структурами фундамента или с экзаконтактами крупных (сотни и тысячи квадратных километров) массивов абиссальных гранитоидов [59]. Ураноносные альбититы замещают перемежающиеся граниты, гнейсы и пегматиты (мигматиты?) вблизи разломов, приуроченных к контактам, а также катаклазиты и милониты в пределах самих разломов. Большинство альбититов имеет катакластическую структуру, которую в основном наследуют от эпидот-хлоритовых катаклазитов, образовавшихся ранее проявления процессов натриевого метасоматоза. Рудные минералы (уранотитаниты, ненадкевит, браннерит, урановая смолка, коффинит, уранофан, β -уранофан и др.) равномерно распространены в альбититах, где они импрегнируют или частично замещают тонкозернистую основную массу и образуют не протяженные прожилки в зонах микробрекчий. Известны вкрапленное оруденение и залежи жильного типа. Обычно урановое оруденение и вмещающие его породы имеют один и тот же возраст (~1800—2000 млн. лет). Руды формируются на небольших глубинах и считаются гидротермальными среднетемпературными.

Жилообразные месторождения

Большая часть рентабельного для отработки урана содержится в жилообразных месторождениях неясного генезиса. Они включают три главных типа, имеющих неодинаковое экономическое значение. Наиболее важны месторождения, связанные с несогласиями, и жильные месторождения в метаморфических породах. Наи-

менее значимы и, возможно, разнородны по своему происхождению жильобразные месторождения в осадочных породах. Представление о происхождении всех трех этих типов месторождений весьма гадательно. Наиболее неясными с точки зрения генезиса являются вопросы источника урана, способа его переноса, источника минерализующих растворов, роли и характера восстановителей, а также контроля отложения урана структурными и литологическими особенностями вмещающих пород. Месторождения, связанные с несогласиями, и жильные месторождения в метаморфических породах обычно встречаются в брекчированных и рассланцованных метаморфических комплексах, в областях стабильных докембрийских щитов. Эти месторождения содержат около 24,4% разведанных запасов урана стран Запада промышленной (80 долл./кг U) категории.

Месторождения всех трех типов локализуются вдоль зон сбросов и сдвигов, а месторождения, связанные с несогласиями, кроме того, тесно ассоциируются с главными региональными несогласиями — местами несогласного налегания грубокластических терригенных толщ на метаморфизованный фундамент. Все месторождения, связанные с несогласиями, а также жильные месторождения в метаморфических комплексах имеют докембрийский возраст, в то время как жильобразные месторождения в осадочных породах встречаются в слоистых толщах палеозойского и мезозойского возраста.

Месторождения, связанные с несогласиями

Месторождения, связанные с несогласиями, — это крупные, как правило, характеризующиеся высокими содержаниями урана объекты, представляющие собой эпигенетические концентрации первичных урановых минералов в жилах и грубосогласных залежах, пространственно ассоциирующихся с главными региональными среднепротерозойскими несогласиями. В пределах Северной территории Австралии такие месторождения связаны с докарпентарийским несогласием, а в северном Саскачеване (Канада) — с палеохелийским.

Большая часть таких месторождений располагается вблизи эрозионной границы терригенных отложений, несогласно перекрывающих подстилающие их породы. Эти отложения большей частью представлены среднепротерозойскими бурыми и красноцветными аллювиальными песчаниками кварцевого и полевошпатового состава, содержащими линзы полимиктовых конгломератов вблизи зоны несогласия и прослои глинистых сланцев и алевролитов в верхней части разреза.

Многие месторождения располагаются в метаморфизованных осадочных и магматических породах нижнепротерозойского возраста, подстилающих поверхность несогласия. Концентрации урана не обнаруживают корреляции со степенью метаморфизма и дислоцированности вмещающих пород, но подавляющее большинство урановых залежей в этих месторождениях приурочена к горизонтам метаосадочной серии, характеризующимся восстановительными обстановками, или располагается вблизи них. Наиболее обычные вмещающие породы — графит- и хлоритсодержащие сланцы, но ими могут быть также кварциты, серицитовые сланцы, хлоритовые гнейсы, известково-силикатные породы и мраморы, однако они, как правило, менее продуктивны.

Концентрации урана представлены прожилками настурана с небольшим количеством коффинита вдоль нарушений, брекчированных зон и в структурах второго порядка, оперяющих крупные разломы. Эти минералы могут встречаться также в виде тонкой вкрапленности в определенных горизонтах вмещающих пород. Местами, особенно в приповерхностных частях залежей, обильны и вторичные минералы урана. Жильные минералы — кварц и карбонаты — присутствуют в небольшом количестве. Сопутствующие минералы разнообразны по составу и широко варьируют в количественном отношении, в результате чего руды то монометаллы, то полиметаллы. Последние содержат широкий комплекс сопутствующих минералов, в основном сульфидов. Наиболее обычные околорудные изменения — гематитизация и хлоритизация, причем обычно гематитизация предшествует урановому оруденению. Высокие концентрации урана, как правило, связаны с наиболее

интенсивным изменением.

В некоторых месторождениях оруденение располагается по обе стороны от несогласия, но большей частью оно ограничено метаморфическими породами. Обычно месторождения располагаются вблизи эрозионной границы чехла или вблизи нее. Оджакангас [89] в своей работе обсуждает возможность наличия таких месторождений под покровом терригенных осадков. Урановые месторождения этого типа разнообразны по форме и размерам; их морфология зависит от структурных или литологических факторов. Они редко прослеживаются более чем на 100 м ниже несогласия, хотя по горизонтали могут простираться на значительные расстояния. Контролируемые разрывными структурами залежи обычно имеют вытянутую форму, в то время как подчиняющиеся стратиграфическому контролю амёбовидны. Содержания U_3O_8 в них колеблются от 0,01% до более 50%.

Происхождение этих месторождений не установлено, но любая генетическая концепция должна объяснить: 1) их локализацию в метаморфических сериях, образовавшихся за счет прибрежных морских осадков (или вблизи них); 2) положение их вблизи архейских гранитогнейсовых комплексов, реактивизированных в результате мигматизации; 3) концентрацию оруденения в неоднократно подновляемых зонах нарушений и хлоритизации; 4) их близость к среднепротерозойскому несогласию.

Месторождения, связанные с несогласиями, известны только в пределах Северной территории Австралии (районы Рам-Джангл, бассейны рек Саут-Аллигейтор и Ист-Аллигейтор) и в Скачеване (Канада), в бассейне Атабаска. Они включают многие из крупнейших и богатейших в мире месторождений, как, например, Кунгарра, Рейнджер I и Рейнджер II и Джабилука II в Австралии и Раббит-Лейк, Ки-Лейк и Мидуэст-Лейк в Канаде.

Жилообразные месторождения в метаморфических породах

Жилообразные месторождения в метаморфических породах также располагаются в пределах докембрийских щитов, но в отличие от место-

рождений, связанных с несогласиями, не обнаруживают связи с главным региональным несогласием. Отличаются они также морфологией залежей и своей значительной протяженностью на глубину. Жилообразные месторождения тесно связаны с крутопадающими брекчированными зонами крупных разломов. Урановые минералы (урановая смолка, иногда коффинит и браннерит) располагаются в открытых трещинах или в виде тонкой вкрапленности вблизи трещин в протерозойских метаморфизованных магматических и осадочных породах. Сопутствующие минералы — хлорит, гематит и пирит.

Эти урановые залежи обычно имеют вытянутую форму и крутое падение. Они обладают большой протяженностью по сравнению с мощностью, а на глубину они могут прослеживаться на несколько сотен метров. Некоторые месторождения представляют собой системы ветвящихся жил, ассоциирующихся с сигмоидными структурами, связанными с крупными разломами. Другие месторождения могут представлять собой индивидуальные жилы или серии ветвящихся жил и прожилков шириной до 50 м. Протяженные и крутопадающие крупные разломы могут развиваться в течение длительного времени [9] и служить проводником для гипогенных и гипергенных минерализующих растворов.

Благоприятными вмещающими породами являются углистые глинистые сланцы, хлоритовые сланцы и гнейсы, графитовые породы, метаморфизованные карбонатные и вулканические породы. Все эти породы хлоритизированы в результате регрессивной хлоритизации, предшествовавшей урановому оруденению. Вокруг руд обычны гематитовые ореолы; типичными для этих месторождений являются также карбонатизация и хлоритизация. Известны как монометалльные, так и полиметалльные типы месторождений [6]. В обоих типах главный урановый минерал — урановая смолка; в полиметалльных месторождениях в качестве сопутствующих присутствуют сульфиды и арсениды Ag, Ni, Cu и Co. Характер минеральных ассоциаций и изменения боковых пород, а также температуры минералообразования позволяют предполагать, что эти месторождения образовались из средне- и низкотемпературных гидротермальных растворов.

Жилообразные месторождения в осадочных породах

Жилообразные месторождения в осадочных породах представляют собой эпигенетические залежи в грубосогласных зонах брекчирования и в трубообразных структурах, ориентированных поперек напластования вмещающих палеозойских и мезозойских пород [58]. Они встречаются в областях развития мощных осадочных толщ, характеризующихся умеренной степенью дислоцированности.

Трубообразные структуры обычно имеют форму конуса; с глубиной они постепенно становятся уже. Диаметр их достигает сотен метров и более, но они редко прослеживаются на глубину более 200—300 м. Они состоят из внутреннего ядра, сложенного брекчированными блоками обрушения, обрамленного крутой, падающей внутрь системой кольцевых сбросов. Эти структуры приурочены к пересечению трещинных зон в тектонически стабильных областях и подстилаются массивными карбонатными и(или) эвапоритовыми пачками. Трубообразные структуры могут заканчиваться в этих карбонатных и эвапоритовых породах, что позволяет предполагать их происхождение в результате обрушения при растворении вмещающих пород. Уран они могут получать при ремобилизации его из ураноносных горизонтов, пересекаемых трубообразной структурой. Другие исследователи, однако, предполагают их образование в результате криптовулканических эксплозий или деятельности газов, отщепляющихся от магмы.

Характер пород, слагающих структуры обрушения, зависит от характера отложений, пересекаемых структурой, от степени выщелачивания растворами подстилающего материала и от состава пород, перекрывавших структуру во время ее развития. В таких структурах обрушения могут быть встречены блоки песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и карбонатных пород. Вмещающими для уранового оруденения служат песчаники, реже алевролиты. Хорошо известны трубки Вудроу в шт. Нью-Мексико, Орфан в шт. Аризона, Темпл-Маунтин в шт. Юта (США).

Плитовидные жилообразные залежи могут ассоциироваться с региональными зонами тре-

щиноватости и рассланцевания или конседиментационными разломами. Обломочный материал брекчий в этих месторождениях, как правило, представлен блоками вмещающих пород [51].

Преобладающий минерал урана в этих месторождениях — урановая смолка. Она развивается в виде небольших прожилков вдоль трещин в пределах зон нарушений или вблизи них, а также в виде вкрапленности в пористом материале брекчий в этих зонах. В пределах рудной зоны урановая смолка может располагаться зонально, а в некоторых залежах она концентрируется в верхних горизонтах разломов. Сопутствующие минералы — сульфиды и сульфоарсениды. Наиболее обычные жильные минералы — кальцит и кварц. Комплекс околорудных изменений включает обеление красноцветных осадков, окварцевание, карбонатизацию и аргиллизацию.

Жилообразные месторождения в осадочных породах обычно совсем невелики по размерам и характеризуются низкосортными рудами: запасы их колеблются от нескольких тонн до нескольких сотен тонн U_3O_8 , а содержания — от 0,05 до 0,25%. Они составляют менее 1000 т разведанных запасов промышленной (80 долл./кг U) стоимостной категории западных стран.

Эпигенетические урановые месторождения

Эпигенетические урановые месторождения сходны с осадочными месторождениями урана в том отношении, что они также залегают в осадочных породах и своим происхождением обязаны экзогенным процессам. Их отличие заключается в том, что привнос урана происходит уже в ранее сформировавшиеся осадки, т. е. эпигенетические месторождения образуются в результате осаждения урана из растворов, мигрирующих через ранее отложившиеся осадки или другие ранее образовавшиеся породы. Ураноносные растворы могут представлять собой гидротермальные, погребенные или метеорные воды. Из этих окислительных подземных вод уран может осаждаться при восстановлении его органическим веществом, содержащимся в песчаниках, известняках, лигнитах, углях и углистых слан-

цах. Вторичные минералы урана могут содержаться в эвапоритах, где они образуются на выходах или в порах, трещинах и пустотах в пределах зоны окисления.

Наиболее крупные и богатые эпигенетические месторождения — это месторождения в песчаниках; другие типы имеют практическое значение лишь в малом числе мест. Эпигенетические урановые месторождения составляют около 32% разведанных запасов промышленной (80 долл./кг U) стоимостной категории западных стран.

Урановые месторождения «песчаникового типа»

Урановые месторождения «песчаникового типа» приурочены главным образом к песчаникам, но могут также встречаться в алевритистых породах и конгломератах. Вмещающие породы могут иметь кварцевый, полевошпатовый (до аркозового), туфовый и вулканокластовый состав. Наиболее обычно — это средне- или крупнозернистые, плохо сортированные кварцевые и аркозовые аллювиальные песчаники. Первично красноцветные и коричневые окраски вмещающих пород вблизи рудных залежей обычно изменены (обелены) до серых, зеленых и бурых. Большинство песчаников содержит также сульфиды, что наряду с обелением отражает наличие восстановительных условий, необходимых для отложения и сохранения эпигенетического урана.

Вмещающие песчаники могут иметь аллювиальное, озерное, эоловое, дельтовое и прибрежно-морское происхождение, но рудные залежи обычно приурочены к аллювиальным песчаникам. По подсчетам Финча [45], в США из 4600 рудных залежей в песчаниках (исключая жильобразные месторождения) 97% залегают в континентальных образованиях, 2% — в переходных от континентальных к морским и 1% — в морских (прибрежных). Аллювиальные песчаники наиболее благоприятны, так как они переслаиваются с глинами и обычно содержат остатки растительного детрита. Песчаники эолового происхождения мало благоприятны из-за отсутствия глинистых прослоев и растительных остатков. Прибрежно-морские песчаники доста-

точно благоприятны, поскольку они могут содержать органическое вещество или переслаиваться с дельтовыми и лагунными илами или обогащенными органическим веществом морскими осадками. Прослой глини и глинистых сланцев весьма важны, так как они направляют или задерживают движение подземных вод.

Органический материал в песчаниках и прослоях глини обычно действует как восстановитель. Восстановительные условия необходимы для осаждения шестивалентного урана из растворов с образованием нерастворимой четырехвалентной формы (при наличии ванадия последний может обусловить осаждение урана и в окислительных условиях). Роль восстановителя могут играть сложные органические кислоты или H_2S , образовавшийся на месте или привнесенный из одного или нескольких источников: при разложении органического вещества осадков, нефти или газа, при окислении пирита. Большинство эпигенетических урановых месторождений в континентальных песчаниках имеет возраст моложе девонского, что связано с отсутствием наземной растительности до этого периода. Формирование месторождений докембрийского возраста в морских песчаниках, вероятно, было обусловлено более ранним развитием морских организмов.

Считается, что уран в эпигенетических песчаниковых месторождениях имеет разнообразные источники: выветривание гранитов или кислых туфов и других урансодержащих пород в области сноса, питающей песчаники; деитрификация туфового кластического материала в песчаниках или сопутствующих прослоях; гидротермальные растворы из близрасположенных магматических очагов, а также перераспределение и переотложение ранее сформировавшихся месторождений.

По характеру взаимоотношения с первичным напластованием (или структурой) пород различают три типа эпигенетических залежей в песчаниках: почти согласные, роллового типа и контролируемые разрывами («стэковые»). Для всех трех типов залежей типичны минералы неокисленных залежей — уранинит и коффинит, которые замещают органический материал, обволакивают зерна песчаника и выполняют пустоты. В результате окисления образуются вторичные минералы — тьюмунит, карнотит, уранофан. Сопутствующие элементы как в промышлен-

ных, так и в более бедных концентрациях — Cu , V , Cr , Mo и Se . Содержания U_3O_8 в «песчаниковых» месторождениях колеблется от менее 0,01% до более 1,0%. Запасы месторождений достигают 45 тыс. т U_3O_8 . Основная часть производства урана в США, Нигере и Аргентине связана именно с этими месторождениями. Они составляют около 28,6% разведанных запасов стран Запада в промышленной (80 долл./кг U) стоимостной категории.

ПОЧТИ СОГЛАСНЫЕ РУДНЫЕ ТЕЛА залегают, как правило, параллельно напластованию субгоризонтально лежащих песчаников, но в деталях местами обнаруживается их дискордантность. В поперечном сечении они могут иметь плитообразную, линзообразную или неправильную форму, в плане же они изометричны, амёбовидны (плащеобразные залежи) или вытянуты в одном направлении («трендовые» залежи). Мощность рудных тел достигает 10 м при протяженности в несколько тысяч метров.

Преобладающие рудные минералы в восстановленной зоне — урановая смолка и коффинит, а в некоторых месторождениях — первичные окислы ванадия, например монтрозеит. В окисленной зоне главными минералами урана являются ванадаты уранила (карнотит, тьюмунит, франсвиллит). Сопутствующие элементы — Mo , Se и Cu . Средние содержания U_3O_8 колеблются от 0,01 до 0,40%.

Почти согласные месторождения урана встречаются главным образом в пермокарбонных, триасовых, юрских и третичных осадках. Главные рудные районы — плато Колорадо, рудный пояс Грантс (США), район Агадес (Нигер), Приандская зона Аргентины, район озера Фром (Австралия). Более мелкие месторождения известны в Алжире, Бразилии, Китае, Египте, Габоне, Индии, Италии, Японии, Мексике, Новой Зеландии, Пакистане, Испании, Турции и в других районах США.

УРАНОВОРУДНЫЕ ЗАЛЕЖИ РОЛЛОВОГО ТИПА впервые были отмечены на рудниках плато Колорадо, но наиболее хорошо они развиты в месторождениях Вайоминга (США). В вертикальном сечении эти залежи имеют С- и S-образную форму и резко секут слоистость. Они образуются на границе измененных и неизмененных песчаников. Эта граница, или «фронт растворов», возникает при поступательном движении окис-

ляющих урансодержащих подземных вод по пластам восстановленных (неизмененных) песчаников, ограниченных прослоями глин [8, 128]. Ролловый фронт, который фиксирует наибольшее проникновение окисляющих вод вниз по падению, может иметь синусовидные очертания в пределах достаточно широкого общего фронта или может вытягиваться вдоль какого-то направления. В некоторых районах роллы тесно ассоциируются со стратиформными, почти согласными рудными залежами или даже постепенно в них переходят.

Рудные залежи роллового типа в вертикальном сечении обычно имеют серповидную форму, причем резкая вогнутая граница серпа обращена в сторону измененных пород. Наиболее высокие концентрации в рудах, как правило, отмечаются именно вблизи контакта залежи с измененными породами; по мере удаления от этого контакта содержания урана постепенно понижаются. Бедное оруденение (проторуда) может проследиться в неизмененных породах вдоль до сотни метров от роллового фронта. Наблюдаются залежи усложненной формы: S-образные, сложные серповидные и другие. «Рога» серпа сильно вытянуты и обычно примыкают к менее проницаемым горизонтам выше и ниже песчаников. Рудные залежи вытянуты параллельно ролловому фронту. Они могут достигать 30 м в ширину и 2 км в длину при мощности до 10 м. Однако большинство залежей имеет ширину до 5 м при мощности 3 м. Главные рудные минералы — урановая смолка и коффинит. Может наблюдаться обогащение молибденом и кальцитом на выпуклой стороне залежи, а также селеном на вогнутой¹. Содержания U_3O_8 в рудах колеблются от 0,01 до более 0,50%.

Урановые месторождения роллового типа располагаются в интракратонных осадочных бассейнах США. Наиболее известны такие месторождения в третичных сериях Вайоминга (Паудер-Ривер, бассейне Шерли и Уинд-Ривер) и тексасской прибрежной равнины Мексиканского залива. Более мелкие месторождения присутствуют в юрских отложениях плато Колорадо.

¹ В английском оригинале, наоборот, выпуклая сторона залежи обогащена селеном, а вогнутая — молибденом и кальцитом; очевидно, опечатка. — *Прим. перев.*

СТЭКОВЫЕ ЗАЛЕЖИ. Термин «стэковые залежи» впервые был использован при описании урановорудных залежей, ассоциирующихся с почти согласными рудными телами в рудном поясе Грантс (Нью-Мексико). Стэковые залежи называют также «контролируемыми разломами и литологией», «переотложенными», «постсбросовыми», поскольку они содержат уран, ремобилизованный из более древних, почти согласных или ролловых месторождений и переотложенный в форме субвертикальных тел. Морфология стэковых залежей обычно контролируется разломами или трещинами, которые развиваются после образования первичных урановых месторождений. Стэковые залежи имеют более значительную мощность, чем располагающиеся поблизости почти согласные или ролловые залежи; форма их неправильная.

В большинстве случаев стэковые залежи тесно связаны с красными (иногда пятнистыми) вследствие присутствия гематита песчаниками, что свидетельствует о проникновении в рудоносную толщу окисляющих подземных вод, обусловивших перераспределение урана. В настоящее время последний концентрируется в виде урановой смолки и (реже) коффинита вдоль проницаемых зон разломов или импрегнирует вмещающие песчаники с образованием оруденелых языкообразных выступов. В зоне окисления присутствуют ванадаты уранила. Мощность рудных залежей колеблется от нескольких десятков сантиметров до более 10 м. Горизонтальные размеры могут достигать 100 м и более. Содержание U_3O_8 0,1—0,4%.

Залежи такого типа хорошо известны в докембрийском Франсвилльском бассейне (Габон), в юрском рудном поясе Грантс (США). Другие более мелкие месторождения известны в миоцен-плиоценовых отложениях Пакистана, в миоценовых — Японии, пермских — Франции, в формации Кару Южной Африки и в протерозойских породах Канады.

Урановые месторождения в калькретах

Урановые месторождения в калькретах, долккретах и гипкретах, известные в аридных областях Западной Австралии и в пустыне Намиб

в Намибии, образуются за счет урана, высвобождающегося при выветривании гранитоидных пород и латерально мигрирующего в вадозных и фреатических водах в толще реголитов¹ в форме уранил-карбонатных комплексов [22, 23]. Карнотит — единственный рудный минерал, присутствующий в этих месторождениях, — осаждается одновременно с аутигенным карбонатом (иногда гипкретами или долккретами) в каналах приповерхностной дренажной системы или в калькретовых дельтах. Оруденение развивается на площадях с замедленным течением, в участках подъема вод близко к поверхности. Карнотит осаждается в массе долинных калькретов, около них или непосредственно ниже, вблизи зеркала грунтовых вод, в окислительной обстановке. Он заполняет пустоты и трещинки в калькретах или гипкретах и в сопутствующих осадках.

Вмещающие оруденение калькреты представляют собой грубо линзовидные массы аллювия или почвенных образований, сцементированных кальциевым или кальций-магнезиальным карбонатом. Такие тела имеют мощность до 10 м, ширину от сотен метров до нескольких километров и протяженность в десятки километров в осевых частях древних или современных дренажных каналов в условиях аридного климата. В Австралии такие «долинные калькреты» образовались в результате цементации или замещения детритного материала, поступавшего главным образом из каолинизированных вследствие латеритного выветривания гранитов. Калькреты тонкозернистые или землистые, но характеризуются высокой проницаемостью из-за наличия трещин усыхания и структур обрушения, особенно в пределах холмообразных тел. В Намибии ураноносные долинные калькреты цементируют крупно- и мелкозернистый аллювий; в районах океанского побережья они обычно перекрываются гипкретами, которые тоже могут содержать уран.

Вследствие своей эфемерной природы ураноносные калькреты древнее 300 000 лет не известны [23]. Выявленные месторождения содержат, однако, около 2,4% разведанных запасов западных стран в промышленной (80 долл./кг U) сто-

¹ Термин «реголиты» широко применяется в зарубежной литературе для обозначения различных образований коры выветривания. — *Прим. перев.*

имостной категории. Наиболее крупные и хорошо известные месторождения — Йилирри в Западной Австралии (около 50 тыс. т U_3O_8) и Лангер-Хейнрих в Намибии. Ряд мелких месторождений известен в Анголе, Ботсване, Мавритании и Сомали.

Урановые месторождения в лигнитах, углях и углистых сланцах

Лигниты, угли и углистые сланцы не концентрируют уран в процессе осадконакопления, но в результате проявления более поздних процессов могут локально обогащаться им и формировать низкосортные руды. Среди углистых пород наиболее благоприятны высозолые лигниты и суббитуминозные угли. Большинство прослоев ураноносных углистых пород имеет сравнительно небольшую мощность — от нескольких сантиметров до 1 м и более. Оруденелые зоны во вмещающих породах также мало мощны — 1—25 см. Тонкие прослои могут полностью замещаться рудными минералами, но более мощные содержат минерализацию только в верхней части прослоя. Диагностируемые минералы здесь редки или отсутствуют совсем. Уран, вероятно, входит в состав органических соединений, подобных гуминовым кислотам (гуматы уранила). В залежах высокосортных руд могут встречаться некоторые вторичные минералы (метаотенит и метатюамунит).

Большинство ураноносных углистых пород отлагалось в структурных бассейнах¹, где они переслаиваются с кислыми туфами или туфогенно-осадочными породами. Другие — в дренажных бассейнах, в области питания которых развиты породы, содержащие уран (граниты, ураноносные песчаники и т. п.). Минерализация в углистых породах, по-видимому, связана с ураносодержащими растворами, которые выщелачивали уран из перекрывающих туфов или туфогенных осадков и транспортировали его в восстановительные обстановки, создаваемые расти-

тельным детритом, присутствующим во вмещающих породах. Частично уран мог выщелачиваться из жильных месторождений или морских черных сланцев.

Содержания U_3O_8 в ураноносных углистых породах колеблются от 0,005 до 0,8%. Площадь месторождений может составлять от 1 км² до более чем 250 км², а запасы их — от 100 до 10 000 т U_3O_8 . Таким образом, эти месторождения характеризуются низкосортными рудами. Они сравнительно невелики и локальны; в большинстве своем такие руды требуют обогащения посредством сжигания или крекинга. Основная часть урана остается в золе вместе с небольшими количествами Ti, Ni, Co, Mo, Sn, V и р.з.э. Эти месторождения не играют существенной роли в разведанных запасах западных стран. Наиболее хорошо известны ураноносные угли бассейна Уиллистон (США) [34].

Урановое оруденение в известняках

Известняки не являются благоприятными вмещающими породами для сингенетических месторождений урана, так как четырех- и шестивалентный уран обладает высокой растворимостью в присутствии карбонатных и бикарбонатных ионов, и в карбонатообразующих средах большая часть урана остается в растворе. В случае присутствия сингенетических концентраций урана он будет ассоциироваться с такими загрязняющими компонентами, как устойчивые тяжелые минералы, апатит, флюорит и некоторые формы органического вещества [12]. Единственные благоприятные для урана карбонатные породы — это те, которые могут служить вмещением эпигенетического урана. Имеется три типа эпигенетических урановых месторождений в известняках — почти согласные, выцветы и карстовые.

Наиболее важны почти согласные месторождения — плитообразные, линзовидные или неправильные массы, согласные с основными осадочными текстурами вмещающих пород. Прекрасным примером их служат известняки Тодилто (США) и известняки Буда (Мексика). Другие примеры известны в Канаде и США.

¹ В структурах типа грабенов. — Прим. ред.

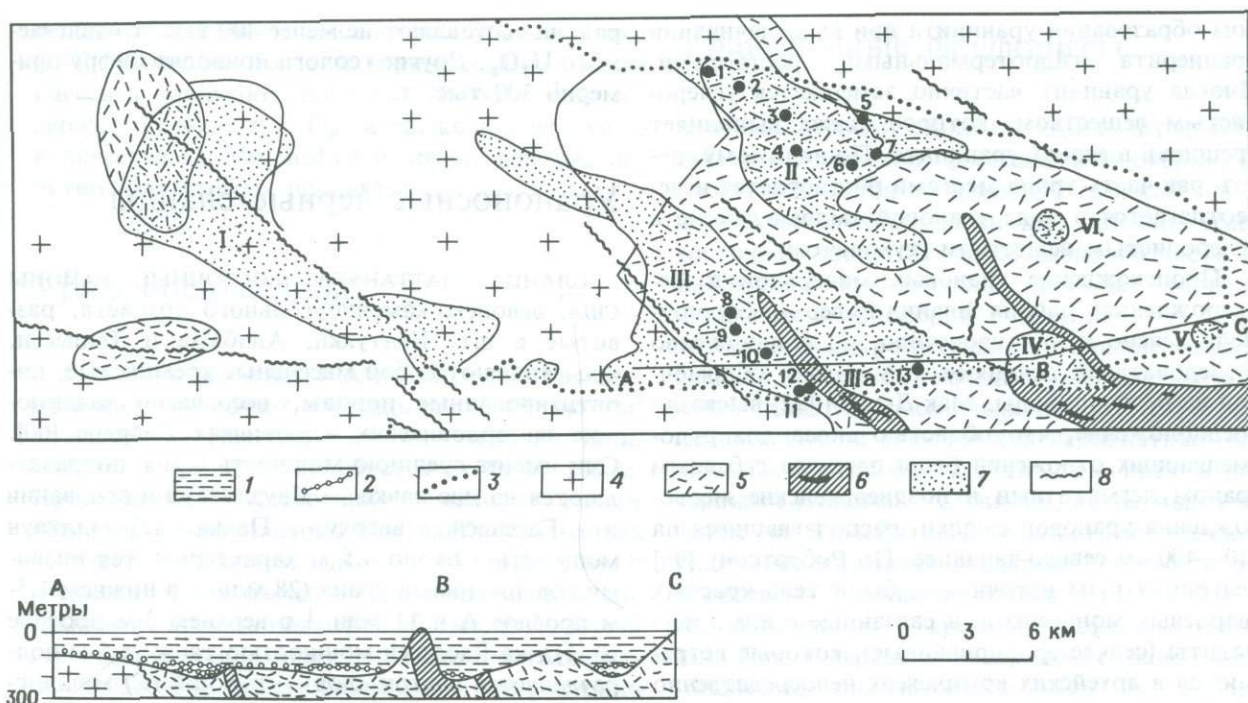


Рис. 3. Урановые месторождения в синклинали Квирк (по Робертсону [98]). Цифры на карте: зоны оруденения — I — Мун-Лейк, II — Квирк, III — Нордик, IIIa — Парди, IV — Пекорс, V — Уиски, VI — Корнер-Лейк; рудники — 1 — Квирк 1, 2 — Квирк 2, 3 — Денисон, 4 — Испано-Американский, 5 — Пэнел, 6 — Стэнрок, 7 — Кан-Мет, 8 — Стэнлей, 9 — Милликен, 10 — Лэктор, 11 — Баклес, 12 — Нордик, 13 — Штольня Парди. Условные обозначения: 1 — формация Матиненда; 2 — конгломераты; 3 — контакт гуронских отложений с археем на поверхности; 4 — граниты; 5 — зеленокаменные породы; 6 — выходы железистых кварцитов; 7 — зоны уранового оруденения; 8 — разломы.

кварцевых галек, погруженных в матрикс, состоящий из истертых зерен кварца, полевого шпата, серицита и пирита. Содержание пирита колеблется от 10 до 12%; он встречается в виде окатанных и гипидиоморфных зерен, а также массивных скоплений. Изредка он замещает кварцевые гальки или выполняет в них трещины. По мнению Арнольда [5], пирит образовался при сульфидизации обломочного магнетита; он сообщает также о зернах с ядром, богатым лейкоксеном, считая последний образовавшимся за счет ильменита, выделившегося из первичного магнетита вследствие распада твердого раствора. Урансодержащие минералы (браннерит, уранинит и монацит) содержатся в матриксе. Как в рудах, так и в пострудных трещинах присутствует тухолит. Отмечаются гуммит (соддит и уранофан), ураноторит и коффинит. В конгломератах описано также множество различных (особенно тяжелых) минералов, но количество их незначительно [32].

Браннерит обычно встречается в виде овальных красновато-коричневых или черных зерен предположительно обломочного происхождения [36]. Феррис и Радд [44] установили, что браннерит является низкотемпературным диагенетическим минералом, образующимся при замещении ураном железа в разрушающемся ильмените. Они также считают, что высвободившееся железо, соединяясь с серой вулканического происхождения, образует пирит, наблюдающийся в матриксе [16, 96].

Уранинит обычно образует черные гипидиоморфные или окатанные зерна примерно 1 мм в диаметре. И в этом случае окатанность указывает на обломочное происхождение. Дерри [36] отмечает, что содержание ThO_2 в уранините 5—6% более типично для пегматитовых разновидностей, чем для гидротермальных, что подтверждает концепцию об обломочном происхождении уранинита конгломератов. Однако Патчетт [см. 97] высказывает предположение о возмож-

ном образовании уранинита при выщелачивании браннерита гидротермальными растворами. Иногда уранинит частично замещается углеродистым веществом, которое также выполняет трещинки в зернах уранинита. По-видимому, некоторая часть урана местами растворяется и перетлагается в виде урановой смолки вместе с углеродистым веществом (тухолитом).

Происхождение урановых минералов в месторождениях района Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк неясно и противоречиво, но большинство исследователей склоняются в пользу обломочной их первоприроды. Мак-Дуэлла [72] высказал предположение, что областью сноса для рудовмещающих отложений были площади с бедным ураном пегматитами и позднеархейские месторождения урановой смолки, располагавшиеся на 210—400 км северо-западнее. По Робертсону [98] благоприятным источником были тела красных кварцевых монцонитов и связанные с ними пегматиты (сейчас эродированные), которые встречаются в архейских комплексах непосредственно севернее района Эллиот-Лейк. Эти монцониты характеризуются аномально высокими концентрациями урана и прекрасно фиксируются при аэрогамма-спектрометрических съемках [31, 95].

Урановорудные залежи локализируются в трех различных системах русел или зонах минерализации юго-восточного простирания, контролируемых рельефом [36]. С запада на восток выделяются зоны Мун-Лейк, Квирк и Нордик. Рудная зона Квирк имеет протяженность 13 000 м и ширину 1800—5500 м; зона Нордик — 19 500 и 1400—8000 м соответственно. Зона Квирк включает восемь рудных тел, или «рифов», мощностью от 1,8 до 6 м, разделенных слоями кварцитов мощностью 3,6—30 м. В зоне Нордик эксплуатируется три или четыре «рифа», мощность которых меняется от 1,5 до 3 м.

Содержания урана в рудах обычно выше в более мощных, наиболее плотно упакованных (с малым количеством цемента) конгломератах. Местами конгломератные прослои содержат до 1,0% U_3O_8 , но на выемочную мощность 2,7—9 м средние содержания U_3O_8 составляют 0,1—0,15%. В 1955—1973 гг. в районе Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк произведено урана на 1500 млн. долл. при средних содержаниях U_3O_8 в рудах 0,10%. Робертсон [98] подсчитал, что достоверно выявленные и возможные ресурсы

района составляют не менее 400 тыс. т извлекаемого U_3O_8 . Другие геологи приводят цифру примерно 300 тыс. т.

Ураноносные черные сланцы

СЛАНЦЫ ЧАТТАНУГА (ВОСТОЧНЫЕ РАЙОНЫ США) девонско-каменноугольного возраста, развитые в шт. Кентукки, Алабама и Теннесси, представляют собой массивные кремнистые, пиритизированные породы, несогласно залегающие на ордовикских известняках Лейперс [60]. Они имеют среднюю мощность 9 м и подразделяются на две пачки — Дауэллтаун в основании и Гассавей сверху. Пачка Дауэллтаун мощностью около 4,5 м характеризуется низкими содержаниями урана (28 млн⁻¹ в нижнем 1,5-м прослое А и 11 млн⁻¹ в верхнем 3-м прослое В). Пачка Гассавей мощностью также 4,5 м подразделяется на три слоя — нижний (С) мощностью 2 м, средний (D) — около 1 м и верхний (E) мощностью 1,5—2,5 м. Содержания урана здесь колеблются от 55 до 70 млн⁻¹ и наиболее высоки в слое E, который в некоторых районах в своей верхней части содержит фосфоритовые желваки [82].

В сланцах Чаттануга обилен углефицированный растительный материал. Он большей частью представлен выщелоченными и неидентифицируемыми обломками, которые составляют 20% сланцев (по массе). Эти остатки принадлежат наземным растениям, унесенным в море, и морским планктонным водорослям. При пиролизе органического материала пачки Гассавей получают нефть в количестве 8 галлонов на тонну [27].

Сланцы Чаттануга отлагались на южной окраине мелкого моря, обрамленного с юго-востока, юга и запада стабильной пенепленизированной низменностью с карбонатным основанием. Уран, вероятно, отлагался сингенетично с глинами, илами и органическим веществом, т. е. материалом сланцев. Он распределен в массе сланцев сравнительно равномерно и, по-видимому, адсорбировался из морской воды на растительном детрите и глинистых частицах [123].

Сланцы Чаттануга представляют собой

огромные запасы низкосортных урановых руд [124]. Наиболее богатые черные сланцы пачки Гассавей занимают площадь 10 000 км² и содержат 30 млн. т U₃O₈, а также значительные количества U, Mo, нефти и других ценных, попутно извлекаемых продуктов.

Ураноносные илы

РАЙОН УОЛФИШ-БЕЙ (НАМИБИЯ), рассматриваемый здесь, включает площадь около 40 тыс. км² на побережье Намибии между 19° и 25°30' ю.ш. Глубина моря здесь колеблется от 40 до 160 м. Проведенные исследования выявили четыре «бассейна» осадконакопления, наиболее крупный из которых лежит между 21 и 24° ю.ш. [78]. В пределах этого бассейна диатомовые илы покрывают площадь примерно 19 тыс. км², достигая максимальной мощности 15 м. В большинстве случаев они подстилаются пластом ракушника, в свою очередь лежащего на твердых серых алевролитах, неуплотненных илах, серых среднезернистых песчаниках, вязких серых глинах, тонких брекчиях или калькаренитах.

Илы, датируемые эоценом, сравнительно однородны; твердый компонент составляет 7% по массе в верхней части и 23% в нижней. Они имеют зеленовато-серую окраску и запах H₂S. Илы чрезвычайно тонкозернисты: 70—80% зерен имеют размер меньше 6,3 мкм, а 15—25% — от 6,3 до 20 мкм. Большая часть ила состоит из дискообразных диатомей, но присутствуют и фораминиферы, остракоды, птероподы, гастроподы, пластинчатожаберные, а также зубы акул.

Уран, который, очевидно, находится в аморфном состоянии, не обнаруживает прямой корреляции с органическим веществом. Он встречается как в илах, так и в подстилающих их осадках. Содержания урана колеблются от 7 до 70 млн⁻¹ (в среднем 21 млн⁻¹). Из других металлов присутствуют молибден (среднее содержание 112 млн⁻¹) и ванадий (112 млн⁻¹). Из расчета среднего содержания 21 млн⁻¹ диатомовые илы на площади 19 тыс. км² содержат 4—5 млн. т U₃O₈.

Ураноносные фосфориты

ФОСФОРИТОВЫЕ ПОЛЯ ЗАПАДНЫХ ШТАТОВ США связаны с пермской формацией Фосфория, распространенной на площади 350 тыс. км² в пределах юго-восточной части шт. Айхаво, северо-восточной части шт. Юта, западной части шт. Вайоминг и юго-западной части шт. Монтана. Формация Фосфория состоит из двух трансгрессивно-регрессивных циклов морских осадков, каждый из которых включает нижнюю пачку углистых фосфатных сланцев, перекрывающихся пачкой кремней или карбонатных осадков. Пачка фосфатных сланцев представлена черными углистыми сланцами, пеллетными фосфоритами и фосфатными глинистыми сланцами. Последние являются средними членами в ряду фосфорит — глинистая порода. Нижняя пара пачек фосфориты — кремни (фосфатные сланцы Мид-Пик и кремни Рекс) имеет наибольшую мощность, достигающую 396 м в юго-восточном Айхаво. Верхняя пара (фосфатные сланцы Реторт и кремни Този) наибольшей мощности (91 м) достигает в северо-западном Вайоминге и юго-западной Монтане [74]. Фосфориты большей частью добывались из нижней, более мощной, фосфатной пачки. Восточнее, в Вайоминге, фосфатные глинистые сланцы и кремнистые пачки фациально замещаются карбонатными породами, а еще далее на восток — эвапоритами и красноцветными отложениями.

Фосфориты состоят из карбонат-фторпатита и содержат различные количества кварца алевроитовой размерности, глинистых минералов, кальцита, доломита, кремнистого и углистого материала. Большая часть фосфата присутствует в виде пеллет, но имеются также оолиты, интракласты, пластинки, фосфатизированные раковины и обломки скелетов. Пеллеты цементируются доломитом, кальцитом, фосфатом или, что редко, кремнистым материалом. Некоторые слои фосфатов представляют собой фосфатный ил. В западном направлении наблюдаются уменьшение размера зерен и количества интракластических обломков и возрастание содержания углистого вещества в фосфоритовых прослоях. Эти особенности, а также тесная ассо-

циация фосфоритов с кремнистыми породами и углистыми сланцами, их фашиальное замещение в направлении берега карбонатными породами — все это позволяет предполагать, что формация Фосфория накапливалась на окраине сравнительно мелкого шельфа в условиях обильного развития планктона или в застойном бассейне с ограниченной циркуляцией.

Не подвергшиеся выветриванию фосфориты — это твердые темно-коричневые или черные породы; глинистые прослои в них пиритизированы. Выветрелые фосфориты рыхлые, имеют бурую или серую окраску; они обычно обогащены фосфатом и обеднены ураном. Пачки фосфатных глинистых сланцев имеют более высокие содержания фосфора в основании и в кровле или только в основании. В юго-восточном Айдахо пачка Мид-Пик имеет среднее содержание P_2O_5 11—12%, но прослои мощностью 1—3 м в ее основании и кровле содержат до 25—33% P_2O_5 . Почти все фосфориты и фосфатные породы содержат уран, но количества его колеблются от 0,001 до 0,65%. Содержания урана в основном возрастают с увеличением содержания P_2O_5 ; концентрации их обоих увеличиваются в западном направлении. Мак-Келви и Карсуэлл [73] установили, что фосфоритовые пласты рабочей мощности (> 1 м), содержащие более 31% P_2O_5 , содержат 0,01—0,02% U. Подсчитано, что рассматриваемое фосфоритовое поле имеет запасы извлекаемого фосфата (около 30% P_2O_5) 202,324 млрд. т, которые содержат 20,738 млн. т U.

Рассолы

КОНЦЕНТРАЦИИ УРАНА В МОРСКОЙ ВОДЕ колеблются в пределах 1—4 млрд⁻¹ [101], исключая внутренние моря, такие, как Каспийское, где они составляют 3—10 млрд⁻¹. Общее количество растворенного в океанах урана оценивается в 5 млрд. т [131]. Исследования по его извлечению проводились в нескольких странах — Японии, Великобритании, США и ФРГ.

Методы по извлечению урана включаются в цикл работ опреснительных установок, насосных станций, приливных электростанций и др. Хотя все разработанные методы позволяют из-

влекать уран из морской воды, рентабельный метод извлечения пока еще не найден. Главная сложность большинства процессов переработки — проблема постоянного забора больших масс переработанной морской воды, т. е. предотвращение повторного поступления на фабрику вод, уже через нее прошедших. Ллевелин [66] подсчитал, что для получения 1 тыс. т урана в год потребуется переработка 1 трил. т морской воды.

Месторождения в кислых вулканических породах

РАЙОН ПЕНЬЯ-БЛАНКА располагается примерно в 50 км северо-восточнее города Чиуауа (Мексика), на восточной окраине крупного горстового блока провинции Бассейнов и Хребтов, вблизи восточной границы кайнозойской вулканической провинции Западная Сьерра-Мадре. Основная масса урановых месторождений, разведанные запасы которых составляют порядка 500 т U_3O_8 , располагается во внекальдерных туфах пепловых потоков, перекрывающих меловые известняки [50]. Источник этих туфов неясен, но, по-видимому, они связаны с крупной кальдерой, расположенной южнее Чиуауа. Другой источник, возможно, располагается на западе.

Вулканическая толща в районе Пенья-Бланка состоит примерно из 200 м известняков, конгломератов спекшихся и неспекшихся эпикластических туфов. Вулканические породы отлагались на поверхности с резко расчлененным рельефом. Меловой рудистовый рифовый комплекс был выведен на поверхность, что сопровождалось формированием местами известняковых конгломератов перед отложением древнейших вулкани- тов.

Уран в этом районе встречается по крайней мере в пяти различных обстановках.

1. Оруденелые крутые разломы в игнимбритовых пачках; трещиноватость и тектонические нарушения в хрупких массивных игнимбритах обусловили появление каналов для растворов и мест для осаждения рудных компонентов. Месторождения имеют в среднем 300—500 т U_3O_8 при содержании U_3O_8 0,3—0,4%. Примером могут служить рудные залежи Нопаль № 1, 3, 5.

2. Оруденение в наиболее пористых и проницаемых пачках, таких, как лапиллиевые туфы, пористость которых обуславливается присутствием обломков пемзы и других пород.

3. Оруденение в измененных витрофирах в основании игнимбригов. К этому типу относится крупное месторождение Маргарита с низкосортными рудами. Оно имеет протяженность около 2 км и ширину 100—200 м при мощности в несколько метров и содержит 4 тыс. т U_3O_8 при среднем содержании 0,2%. Уран присутствует главным образом в виде уранофана и небольшого количества карнотита и отенита. Изменения пород характеризуются развитием гематита и монтмориллонита. Расположение этого месторождения вблизи слабо нефтеносного рудистового рифового комплекса позволяет предполагать возможное влияние на минерализующие флюиды палеогидрологии и органических восстановителей.

4. Оруденение в зоне пемзы ниже игнимбригов, как это наблюдается на месторождении Маргарита.

5. Оруденение в подстилающих рудистовых известняках. На месторождении Доматилла уран встречается здесь в разрывах, пустотах растворения, палеокарсте и в других зонах «вонючих» известняков, залегающих под вулканической толщей.

Месторождения в основных вулканических породах

Месторождение Олимпик-Дам (Роксби-Даунс) в Южной Австралии — очень крупное, недавно открытое $Cu-U$ -месторождение в протерозойских породах; по-видимому, частично связано с основными вулканическими породами. Это слепое рудное тело, перекрытое 350-м толщей безрудных пород [84], было открыто в результате использования в качестве теоретической основы поисков концепции о высвобождении Cu в процессе изменения континентальных базальтов.

Уран локализуется здесь в гематитизированных гранитных брекчиях и аркозах мощностью 800 м, перекрытых 100-м пачкой гематитизиро-

ванных и серицитизированных вулканических пород и 100-м пачкой сланцев. В рудах установлены урановая смолка, браннерит и давидит в ассоциации с халькопиритом, кобальтином и золотом; присутствуют также р.з.э. В состав руды входят также гематит, барит, флюорит, магнетит, кварц и серицит [108].

Образование этих руд и сходного месторождения Маунт-Пейнтер, расположенного в 250 км восточнее [133], полностью еще не понято, но, возможно, оно связано с подводным вулканизмом. Мощные толщи брекчий и конгломератов также имеют ключевое значение и, возможно, указывают на активное сбросообразование вдоль границы платформы. Гидротермальные растворы, поднимавшиеся от ближайших магматических очагов и поступавшие в окраинные части мелководных морских бассейнов, заполняя пустоты между гранитными обломками, создавали сероводородную среду. Уран, концентрирующийся здесь вместе с медью, вступал в соединения с Ti , который высвобождался при сульфидизации $Fe-Ti$ -окислов в аркозах, образуя браннерит и давидит.

Рудная залежь имеет размер $1,5 \times 0,5$ км и мощность 170 м. Она содержит 0,05—0,10% U_3O_8 и 1—2% Cu . По ранним подсчетам [132] здесь насчитывалось около 600 тыс. т U_3O_8 и 11 млн. т Cu . Паттерсон и Питман [91] определили запасы залежи в 375 тыс. т U_3O_8 ¹.

Месторождения в перщелочных нефелиновых сиенитах

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ИЛИМАУССАК (ГРЕНЛАНДИЯ). На месторождении, располагающемся у южной оконечности острова Гренландия, уран содержится в крупном массиве перщелочных сиенитов, интродуцировавших в лавы, перемежающиеся с ними песчаники и граниты Юлианехоб примерно 1020 млн. лет назад [19]. На поздних стадиях становления интрузии одновременно происходили аккреционная кристаллизация под непро-

¹ По данным 1985 г. они составляют 32 млн. т Cu и 1,2 млн. т U . — Прим. перев.

нишаемой кровлей (фойяитовые и нойяитовые зоны) и кристаллизация стратифицированной массы (какортokitовая зона) вблизи основания магматической камеры; на заключительной стадии между ними сформировались луавриты [43]. Эти последние обычно содержат $200\text{--}300\text{ млн}^{-1}$ Th, но многочисленные ксенолиты и дайки определяют высокую неравномерность значений отношения U/Th. В отдельных зонах содержания урана превышают 1000 млн^{-1} , а Th — 500 млн^{-1} , но пригодные для отработки зоны с содержанием U свыше 400 млн^{-1} маломощны, а руды трудно вскрываемы [15]. Главный рудный минерал — редкий стинструпин, который содержит $0,2\text{--}1,5\%$ по массе U и $2,0\text{--}7,5\%$ Th [119]. Присутствуют также другие радиоактивные минералы — эвдиалит и монацит. Подсчитано, что месторождение Илимауссак имеет разведанные запасы порядка 35 тыс. т U_3O_8 в стоимостной категории 130 долл./кг U [88].

Месторождения в карбонатитах

МЕСТОРОЖДЕНИЕ АРАША В БРАЗИЛИИ — наиболее хорошо известное и, вероятно, наиболее значительное месторождение урансодержащих карбонатитов. Оно располагается на севере района Посус-ди-Калдас в шт. Минас-Жерайс. Трубка Араша — это интрузия биотитовых карбонатитов, образующая отчетливый купол в докембрийских отложениях группы Араша. Уран и торий связаны здесь с пироксолом и апатитом, содержащимися в сильно выветрелых карбонатитах. Грубоокруглая в сечении трубка имеет примерно 4,7 км в диаметре и почти непрерывно окружена фенитизированными кварцитами. Карбонатиты в основном состоят из магнезиального кальцита, окислов железа, титана и апатита. Второстепенные минералы — пирит, сфен, барит, ильменит, циркон, монацит [77]. За исключением одного выхода, весь массив карбонатитов покрыт корой выветривания мощностью 300 м. Последняя состоит из марганцевых и железистых оксидов, фосфата, барита, пироксолом и монацита. Пироксолом встречается в остаточной коре выветривания, а также в виде вкрапленности и штокверков в свежих породах, но наиболее богатые его скопления сосредоточены не-

посредственно ниже коры выветривания. Это одно из крупнейших ниобиевых месторождений в мире включает 300 млн. т легко перерабатываемых руд. С пироксолом ассоциируется фосфат, который концентрируется в коре выветривания. Уран в небольших количествах присутствует в карбонатитах повсеместно. В ниобиевых рудах содержится $0,023\text{--}0,050\%$ U_3O_8 , в фосфатных — $0,01\%$; в редкоземельных концентратах средние содержания U_3O_8 составляют примерно $0,03\%$, в коре выветривания около $0,01\%$. Подсчитано, что в целом месторождение содержит 139 700 т U_3O_8 и 1 323 000 т ThO_2 [71].

Месторождения в анатектитах

МЕСТОРОЖДЕНИЕ РЕССИНГ В НАМИБИИ представляет собой крупную залежь низкосортных руд, располагающихся на юго-западном фланге крупной купольной структуры в центральной части позднекембрийского Дамарского складчатого пояса (рис. 4). Урановые минералы встречаются в синорогенных аляскитах, приуроченных к мигматитизированным породам формаций Кхан и Рессинг, смятых в крутые изоклинальные складки. Эти формации сложены высокометаморфизованными и мигматитизированными пироксеновыми и роговообманковыми гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и мраморами. Рудовмещающие породы подверглись трем фазам динамотермального метаморфизма и сопутствующих деформаций. Более молодая фаза термального метаморфизма близка по возрасту к аляскитам [129].

Синтектонические аляскиты имеют размеры от мелких секреторных линз до крупных интрузивов и массивов замещения. По отношению к вмещающим, смятым в складки метаосадкам они могут быть согласными или секущими, либо же характеризоваться взаимоотношениями типа замещения. Аляскиты развиваются вдоль сдвигов, трещин, плоскостей напластования, а также вдоль осевых плоскостей изоклинальных складок. Большей частью они имеют пегматитовую структуру, но бывают также гипидиоморфнозернистыми. Они состоят из кварца, микроклина и микроклин-пертита и содержат аксессуарные количества циркона, флюорита, мо-

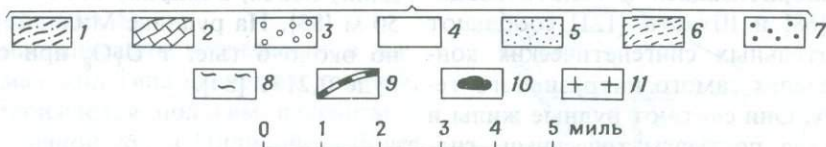
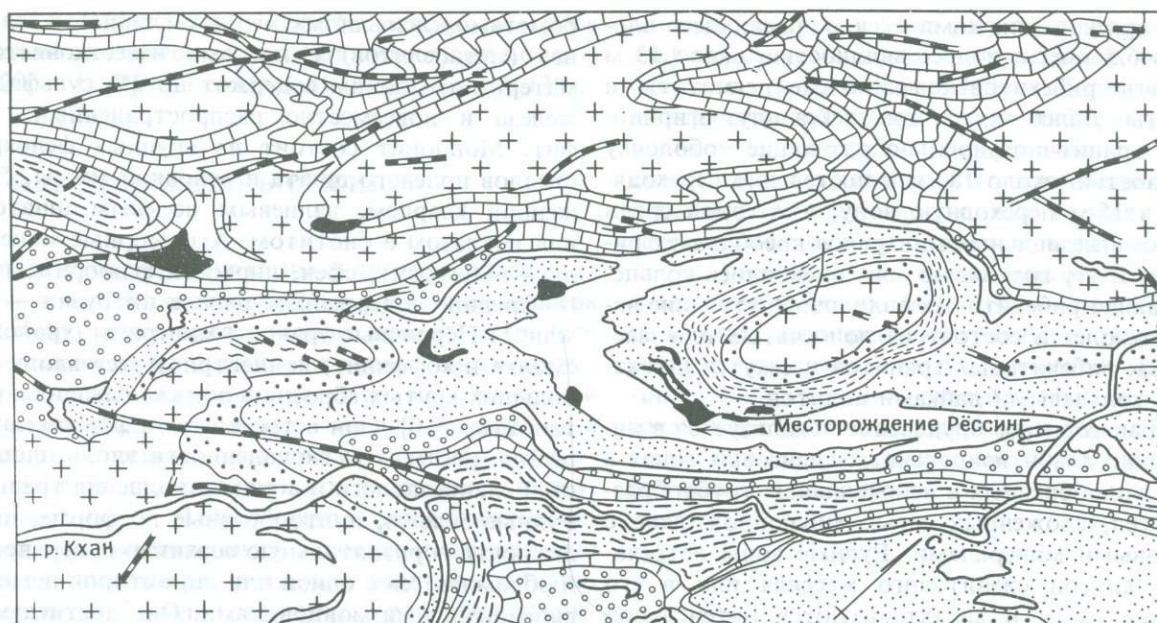


Рис. 4. Геология уранового месторождения Рёссинг (по Смит [117]). 1 — 7 — надгруппа Дамара: 1 — формация Хомас, 2 — формация Велвич, 3 — формация Чус, 4 — формация Рёссинг, 5 — формация Кхан, 6 — биотитовые гнейсы, 7 — полевошпатовые кварциты, 8 — формация Аббабис, 9 — долеритовые дайки, 10 — пегматоидные граниты, 11 — гранитогнейсы и граниты.

либденита, апатита, биотита и сфена.

Преобладающий рудный минерал — уранинит — встречается в виде мелких идиоморфных кристаллов, образующих пойкилитовые вросстки в кварце и полево шпате, или тонко рассеян в межзерновых пространствах и вдоль микротрещин в главных породообразующих минералах. Вторичные минералы урана, главным образом бета-уранофан, приурочены к верхним горизонтам месторождения и составляют почти 40% руд. Они замещают уранинит или образуют пленки вдоль микротрещин. Такое обогащение вторичными минералами связано с необычностью климата пустыни Намиб, где ночные морские туманы обуславливают появление небольших количеств влаги [14]. Рёссинг — крупнейшее из известных анатектических или ультраметаморфических месторождений — содержит около 150 тыс. т U_3O_8 при среднем его содержании 0,035%.

Месторождения в перщелочных гранитах

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БОКАН-МАУНТИН связано с позднемеловым — раннетретичным гранитным плутоном горы Бокан на острове Принца Уэльского к югу от Аляски (США). Это эпизональный гранитный кольцевой комплекс, внедрившийся в эвгеосинклинальные метаосадки и интрузивные породы девонского (?) возраста [125]. Его эпизональная природа устанавливается по характеру контактовых изменений и наличию провесов кровли, а также по ассоциирующимся гипабиссальным интрузиям. Отсутствие внутренних структур течения, дискордантность по отношению к структурам метаосадочной толщи, широкое развитие щелочного метасоматоза — все это позволяет предполагать постороженное формирование интрузива.

В краевой зоне комплекса, занимающего площадь 6,5 км², в полосе мощностью около 13 м развиты рибекитовые гранитные пегматиты и аплиты. Далее внутрь комплекса идут эгириновые гранит-порфиры, образующие оболочку мощностью около 180 м и постепенно переходящие в 15-м переходную зону, в которой среди ферромагнезиальных минералов преобладает рибекит. В эту граничную зону внедрились кольцевые дайки рибекитовых аплитов. Внутренние части комплекса состоят из полосчатых или массивных рибекитовых гранитов и секутся штоками и кольцевыми дайками аплитов.

Уран-ториевое оруденение локализуется в интенсивно альбитизированных сдвиговых зонах в виде жилообразных и неправильных трубообразных тел, сложенных сетью микропрожилков с урановыми минералами. Рудные зоны встречаются внутри сиенитового массива или в его верхней части и характеризуются интенсивной альбитизацией, хлоритизацией и гематитизацией. Мак-Кеветт [68] и Штаатц [121] сообщают также о незначительных сингенетических концентрациях в пределах самого интрузивного тела и в пегматитах. Они считают рудные жилы и трубообразные тела постмагматическими, гидротермальными.

Главные рудные минералы — ураноторит и ториевый уранинит, но присутствуют также коффинит, браннерит и пигментирующие минералы. Среди второстепенных минералов отмечают кальцит, флюорит, кварц, сульфиды и турмалин. Значения отношения U/Th колеблются от 10 до 100 в руде и составляют менее 10 за пределами рудных тел. На руднике Росс-Адамс в 1957—1971 гг. получено около 1000 т U₃O₈ при содержании его в руде около 1%.

Месторождения в гранитах

На руднике Миднайт (США), располагающемся в шт. Вашингтон, примерно в 64 км северо-западнее города Спокан, урановое оруденение установлено в провале кровли массива позднемеловых кварцевых монцонитов, сложенного породами позднекембрийской формации Того. Формация Того состоит из крутопадающих сла-

бометаморфизованных черных глинистых сланцев (метапелитов) с линзами известковистого материала. Сланцы содержат до 2% сульфидов железа и повсеместно распространенный графит. Монцонит состоит из крупных фенокристаллов полевого шпата и основной массы, сложенной кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и биотитом. Акцессорные минералы — мусковит, сфен, циркон и флюорит.

Средние содержания урана в интрузии — 12 млн⁻¹. Первичные урановые минералы (урановая смолка и коффинит) концентрируются вдоль небольших крутых сбросов и зон скалывания в метаосадках [10]. Они встречаются в формах замещения, рассеянной вкрапленности вдоль плоскостей сланцеватости и в виде заполнения трещин. Рудные залежи, плитообразные по форме, имеют почти горизонтальную верхнюю поверхность и обрамляются с одной или двух сторон неминерализованными монцонитами. Они достигают в длину 380 м, в ширину 210 м и имеют мощность 50 м [85]. На руднике Миднайт с 1957 г. получено около 6 тыс. т U₃O₈ при содержании его в руде 0,21% [84].

Месторождения в пегматитах

Месторождение Бикрофт, располагающееся близ рудника Банкрофт (Онтарио, Канада), лежит в пределах интрузивного комплекса Кардифф, состоящего из разгнейсованных гранитов и сиенитов, внедрившихся в позднекембрийские метаосадки. Пегматиты Бикрофта залегают на контакте между гранитами Сентр-Лейк и метаосадками. Ураноносные разности их локализируются в парагнейсах и параамфиболитах по соседству с гранитами. Выделяются четыре типа пегматитов: пироксеновые, пироксеново-гранитные, гранитные и богатые кварцем. Уран связан только с последним типом.

Рудные минералы — уранинит, ураноторианит, ортит, пирохлор и бетафит — ассоциируются с дымчатым кварцем и небольшим количеством циркона, молибденита, амфибола и анатаза. Присутствует также немного кальцита и флюорита. Эти азональные пегматиты содержат 0,024—0,117% U₃O₈ и имеют мощность

1—4 м [111]. Запасы Бикрофта неизвестны, но в целом для района Банкрофт они оцениваются в 2200 т U_3O_8 при содержаниях примерно 0,13%.

Гидротермальные жилы

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ШВАРЦВАЛЬДЕР, располагающееся в шт. Колорадо, в 25 км западнее Денвера (США), представляет собой пример жильного месторождения с простым минеральным составом. Вмещающие породы этих месторождений — метаосадки позднекембрийской формации Айдахо-Спрингс — комплекс песчаников, глинистых сланцев, карбонатных и основных интрузивных пород [114]. Крупные зоны брекчирования, сформировавшиеся в позднекембрийскую эпоху дислокаций, испытали реактивацию примерно 50—70 млн. лет назад. Урановое оруденение локализуется в структурах, оперяющих эти крупные разломы (рис. 5).

Урановая минерализация встречается в жилах или в системах жил типа «конского хвоста», которые характеризуются пологим падением висячем крыле главной жилы Иллинойс и более крутым по мере приближения к главному разлому [90]. Оруденение прослеживается по разлому более чем на 900 м по вертикали, но по простиранию оно не распространяется более чем на 200 м [37]. Благоприятными вмещающими породами являются хрупкие метаосадки.

В главную стадию минерализации отлагались урановая смолка и коффинит вместе с иордизитом и адуляром. В более позднюю стадию цветных металлов к ним присоединились халькопирит, халькозин, анкерит, пирит и марказит. Главные окolorудные изменения — хлоритизация и серицитизация. На Шварцвальдере уже добыто около 5500 т U_3O_8 ; имеющиеся запасы оцениваются такой же цифрой [90].

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ШИНКОЛОБВЕ в ЗАИРЕ является примером жильного месторождения со сложным минеральным составом. Это — отработанное месторождение, располагающееся на северо-западной оконечности африканского Медного пояса. Оно приурочено к смещенной надвигом складке в метаморфизованных доломитовых сланцах среднепротерозойской Рудной серии,

входящей в группу Роан [21]. Оруденение, представленное уранинитом и уранофаном (возраст 620 млн. лет), сопровождается более поздней минерализацией — пиритом, молибденитом, монацитом, самородным селеном, Со—Ni-сульфидами и селенидами, а также медными минералами. Считается, что эта рудная залежь сформировалась в результате переотложения металла, первоначально накопившегося в морских осадочных породах [47]. Уран, высвобождавшийся при выветривании гранитов, отлагался в морских осадках, образуя невысокие ($50—100$ млн⁻¹) концентрации, затем он был ремобилизован в процессе метаморфизма и осадился в ловушке под крупным надвигом, образовав месторождение Шинколобве.

ЮЗ

СВ

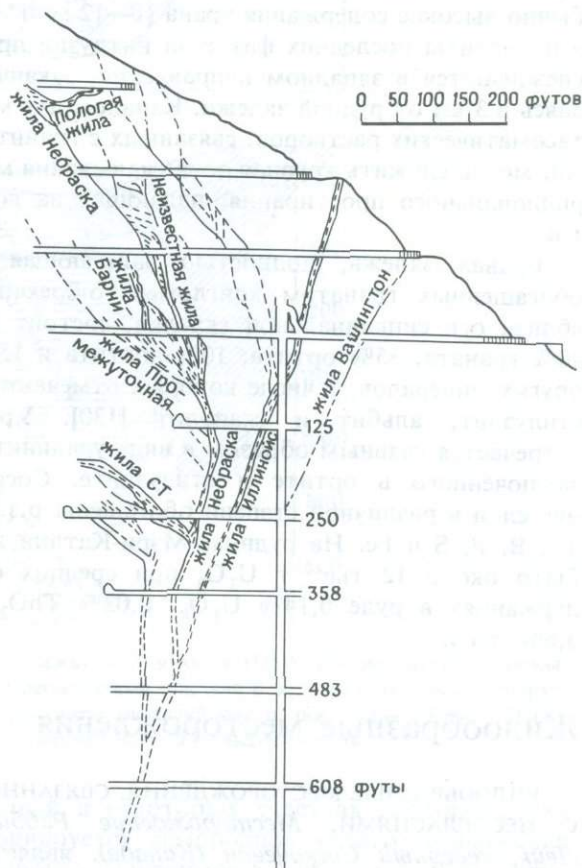


Рис. 5. Поперечный разрез месторождения Шварцвальдер (по Даунсу и Бёрду [41]).

Контактово-метасоматические месторождения

УРАНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЭРИ-КАТЛИН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КВИНСЛЕНД, АВСТРАЛИЯ) располагается в метаморфизованных и метасоматически преобразованных прибрежных кластических и карбонатных осадках нижней и средней части формации Корелла. Самые верхние горизонты формации представлены крупнообломочными пляжными конгломерато-брекчиями. Эта пачка и вмещает большую часть руд месторождения Мэри-Катлин.

Метаосадки формации Корелла образуют широкую синклираль, обрамленную с востока постороженными гранитами Маунт-Барстолл. Эта дифференцированная интрузия имеет необычно высокие содержания урана ($1-12 \text{ млн}^{-1}$), а пегматиты последних фаз этой интрузии прослеживаются в западном направлении, заканчиваясь в 3 км от рудной залежи. Каналом для метасоматических растворов, связанных с гранитами, могла служить крупная зона скалывания меридионального простирания, падающая на восток.

Рудная залежь, полностью залегающая в обогащенных гранатом конгломерато-брекчиях вблизи оси синклинальной складки, состоит из 40% граната, 35% ортита, 10% апатита и 15% других минералов, в числе которых отмечаются стилуэлит, альбит и скаполит [130]. Уран встречается главным образом в виде уранинита, заключенного в ортите и стилуэлите. Соседние слои в различной степени обогащены р.з.э., Th, В, Р, S и Fe. На руднике Мэри-Катлин добыто около 12 тыс. т U_3O_8 при средних содержаниях в руде 0,14% U_3O_8 , 0,02% ThO_2 и 3,6% р.з.э.

Жилообразные месторождения

ЖИЛООБРАЗНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С НЕСОГЛАСИЯМИ. Месторождение Раббит-Лейк, северный Саскачеван (Канада), является примером монометального уранового месторождения, связанного с несогласием [57, 61, 65, 75, 76]. Оно располагается в афебийских мета-

осадках складчатого пояса Волластон у восточной эрозионной границы перекрывающей хеликийской формации Атабаска. Метаосадки включают метааркозы, биотитовые парагнейсы, известково-силикатные породы и мраморы. Формация Атабаска представлена серией красных и коричнево-кварцевых песчаников и конгломератов.

Месторождение Раббит-Лейк, кровля которого находится лишь в 15 м ниже плоскости несогласия, располагается в крутопадающей сильно хлоритизированной зоне брекчий, секущей метаосадки (рис. 6). Обломки брекчий цементируются доломитом, кальцитом и кварцем. В виде прожилков и выполнения трещин встречается массивная урановая смолка и урановые черни, которые ассоциируются с небольшим количеством галенита, сфалерита, пирита, марказита и халькопирита. На глубине зона брекчий срезается пологим надвигом, который местами надвигает афебийские метаосадки на отложения формации Атабаска. Повсеместно развита хлоритизация, обнаруживающая зональность вблизи рудного тела. Установлены две стадии оруденения — отложение массивной урановой смолки, предшествовавшее хлоритизации, и отложение урановых черней и коффинита, следовавшее за промежуточным красным изменением и стадией выщелачивания. Оруденение имеет возраст 1100 млн. лет, в то время как возраст формации Атабаска примерно 1350 млн. лет. В этом месторождении содержится около 21 тыс. U_3O_8 при содержании его в руде 10—15%¹.

Месторождение Джабилука II (Северная территория, Австралия) — пример полиметального месторождения урана, связанного с несогласием [40, 81, 105, 116]. Это золото-урановое месторождение расположено в бассейне реки Ист-Аллигейтор. Оно залегаєт в брекчированных метаосадочных породах, ниже несогласно лежащих среднепротерозойских песчаников Комболджи. Метаосадки (формация Кэжилл) состоят из пиритизированных кварц-хлорит-графитовых и хлорит-графитовых сланцев, а также кремнисто-карбонатных пород (рис. 7). Они образуют открытую асимметричную синклираль. Вблизи месторождения Джабилука II докомболджийское

¹ По другим многочисленным данным 0,45% U_3O_8 . — Прим. перев.

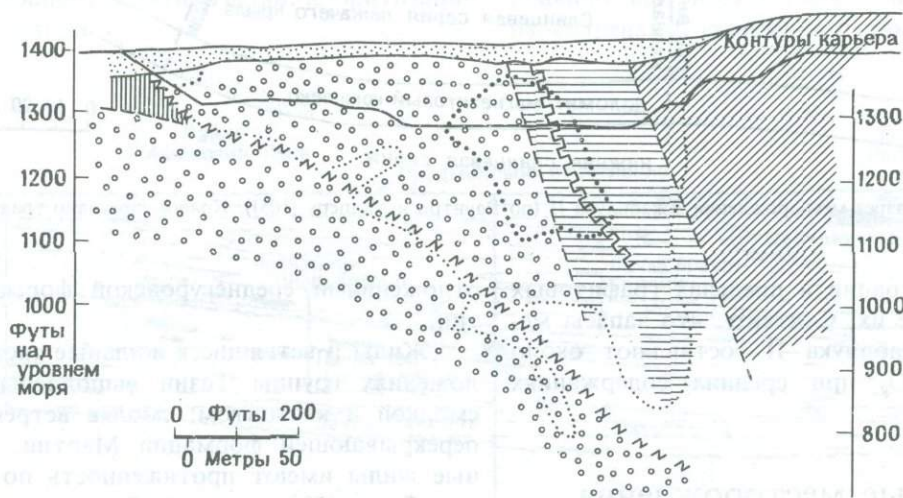
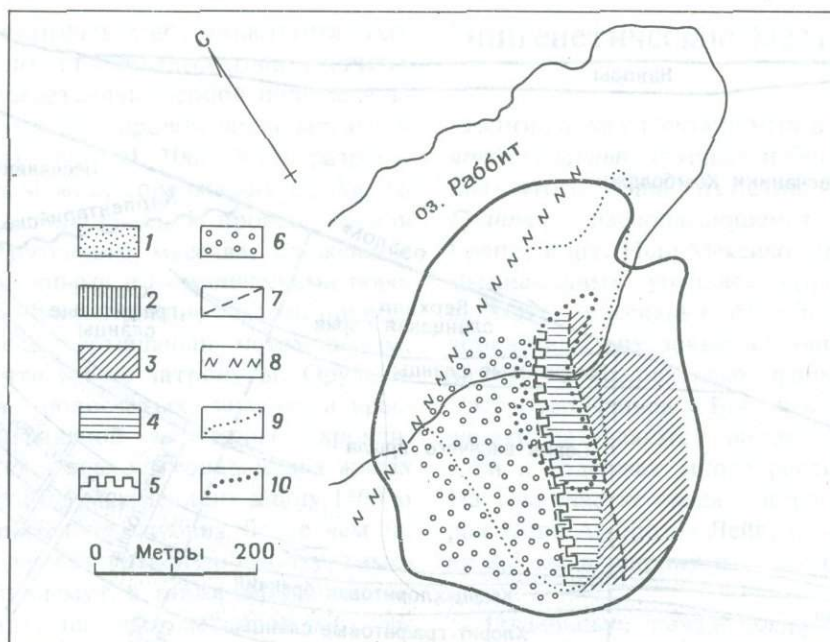


Рис. 6. Карта месторождения Раббит-Лейк и разрез через рудную залежь (по Сиббальду [115]). 1 — ледниковые наносы; 2 — формация Атабаска; 3 — «верхние гнейсы», переслаивающиеся с пегматитами (висячий бок); 4 — массивные метааркозы; 5 — биотитовые граниты; 6 — плагиоклазиты и биотитовые гранулиты (лежащий бок и ниже сброса Раббит-Лейк); 7 — контакты; 8 — сброс Раббит-Лейк; 9 и 10 — контуры руд: 9 — низкосортных, 10 — высокосортных.

несогласие сечется надвигом, и отложения формации Комболджи надвинуты на породы формации Кэхилл по тектоническому контакту.

Главный урановый минерал — урановая смолка — образует налеты на обломках брекчий и прожилки до 2 мм мощностью. С урановой

смолкой в некоторых участках месторождения ассоциируется самородное золото, содержания которого оцениваются в $1,25 \text{ млн}^{-1}$. Сопутствующие минералы — пирит, халькопирит и гематит. Руда обычно локализуется в обширных хлоритизированных и брекчированных зонах и

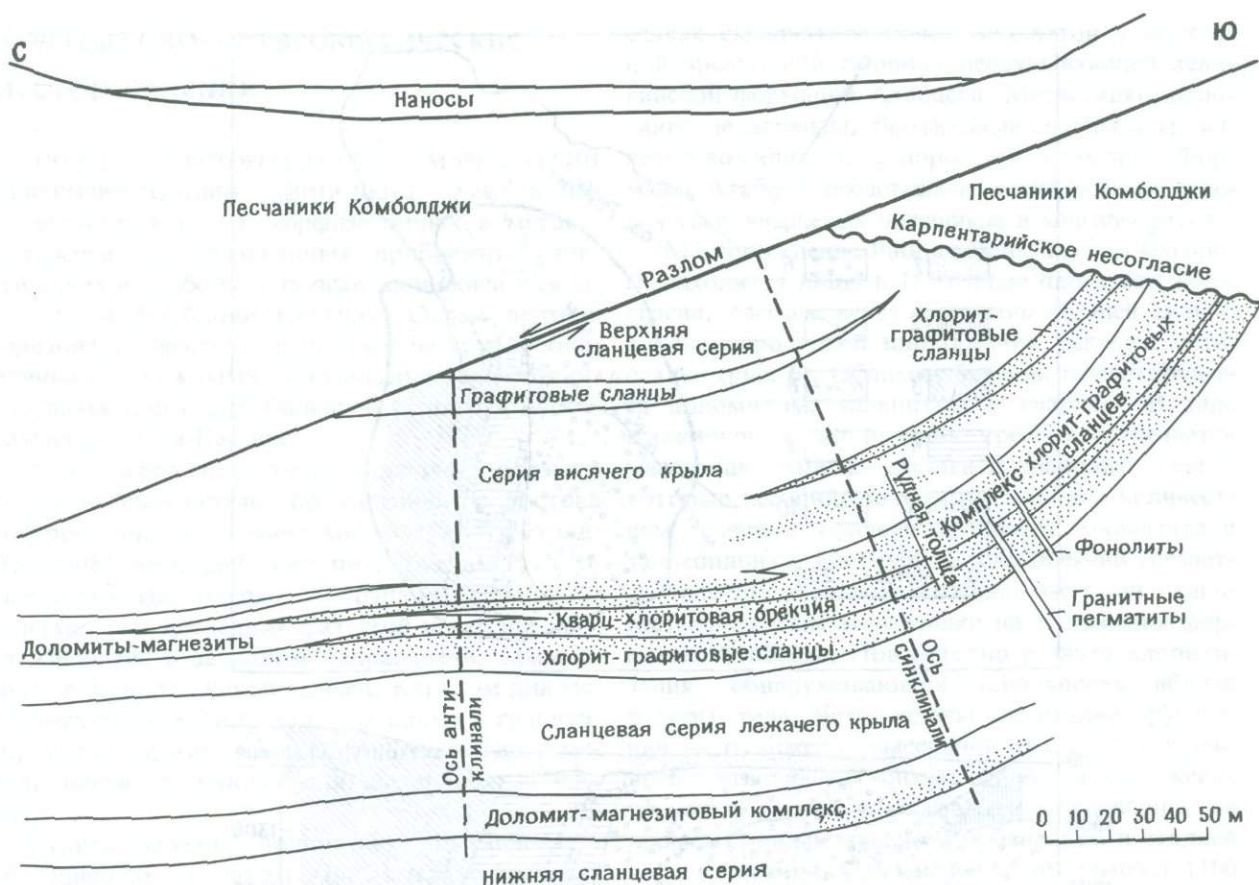


Рис. 7. Поперечный разрез месторождения Джабилука II (по Раунтри и Мошеру [105]). Крапом показано урановое оруденение.

образует концентрации в пределах графитовых сланцев или ниже их. Считают, что запасы месторождения Джабилука II составляют около 224 тыс. т U_3O_8 при средних содержаниях 0,45%.

Жилообразные месторождения в метаморфических породах

РАЙОН БИВЕРЛОДЖ, СЕВЕРНЫЙ САСКАЧЕВАН (КАНАДА), характеризуется развитием монометалльных жилообразных урановых месторождений, залегающих в метаморфических породах [11, 67, 110, 126]. Этот район сложен метаморфизованными и гранитизированными гнейсами нижнегуронской группы Тазин, которые несогласно перекрываются континентальными красноцветными

отложениями среднегуронской формации Мартин.

Жилы и ветвящиеся жильные системы в отложениях группы Тазин выполнены урановой смолкой и кальцитом; смолка встречается и в перекрывающей формации Мартин. Ураноносные жилы имеют протяженность по простиранию более 4500 м, а на глубину прослеживаются до 1645 м. Урановая смолка присутствует в жилах выполнения в сдвиговых зонах, трещинах и зонах брекчирования в пределах 100 м от разлома Сент-Луи. Она также наблюдается в виде вкрапленности в боковых породах. За первичным отложением урановой смолки (1780 млн. лет назад) последовал новый термальный эпизод, во время которого происходили мобилизация и переотложение урана (примерно 1140 млн. лет назад).

СЕРЕБРЯНО-УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭХО-БЕЙ И ЭЛЬДОРАДО, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЕ ТЕРРИТОРИИ (КАНАДА), представляют собой полиметалльные жильобразные месторождения в метаморфических породах [99, 100, 106]. Здесь разрабатываются системы жил, содержащих U, Ag, Ni и Cu. Жилы располагаются в провесе кровли гудзонского интрузивного массива, сложенном афебийскими осадочными и вулканическими породами (группа Эхо-Бей). Крайние участки провеса кровли претерпели термальный метаморфизм, центральные почти им не затронуты. Оруденение встречается в полосчатых, зеленых и красных туфах в центральной части провеса кровли. Руда локализуется в трех крутопадающих жилах средней мощности 0,5 м, имеющих длину 1500 м и прослеживающихся на глубину более чем на 400 м. Жилы содержат урановую смолку, самородное серебро и висмут, а также небольшие количества сульфидов цветных металлов и Co-Ni-арсенидов. Жильные тела окружены ореолами фельдшпатизации, гематитизации, хлоритизации и карбонатизации.

Эпигенетические месторождения

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЕСЧАНИКАХ. Почти согласные крупные и богатые месторождения этого типа известны в рудном поясе Грантс, располагающемся вблизи города Грантс в шт. Нью-Мексико [28, 52; 56, 109, 134]. Вмещающими урановое оруденение породами являются массивные от серых до красновато-коричневых аркозовые аллювиальные песчаники двух пачек позднеюрской формации Моррисон—Уэстуотер-Каньон и Браши-Бейсин (рис. 8). Песчаники разделяются маломощными прослоями глин и содержат много растительного мусора. На том участке пояса, где располагается месторождение Амброзия-Лейк, оруденелая зона имеет 2,5 км в ширину и более 6 км по простиранию.

Отдельные, почти согласные залежи представляют собой плитообразные тела, как правило вытянутые параллельно направлению палеодренажа; скопления рудных тел имеют та-



Рис. 8. Продольный разрез рудного пояса Грантс (по Хильперту [55]). 1 — почти согласные рудные залежи; 2 — «стэжковые» рудные залежи.

кое же простирание. Мощность рудных тел изменяется от 0,5 до 9 м, ширина — от 20 до 240 м и длина — от 100 до 2000 м. Границы рудных тел обычно резкие, причем нижние контакты, как правило, совпадают с границами пластов, а верхние могут быть весьма постепенными. Руды имеют тенденцию концентрироваться параллельно внутриформационным несогласиям, вдоль контактов глинистых прослоев, и приурочиваться к малоамплитудным синклинальным складкам. В некоторых случаях рудные залежи имеют четкие округлые окончания и напоминают ролл.

Главный рудный минерал — коффинит, но присутствуют также уран-органические соединения и уранинит. Они обволакивают зерна песчаника черными пленками и выполняют интерстиции. Местами в окраинных частях залежей встречаются скопления нордизита, а также ванадиевых и марганцевых минералов. Вторичные урановые минералы распространены мало; среди них отмечаются фосфаты, силикаты и гидроксиды. Околорудные изменения заключаются в осветлении красных песчаников до зеленых или серых, каолинизации полевых шпатов и образовании кальцитовых ореолов. Запасы рудного пояса Грантс (с учетом добытого материала) со-

ставляют около 221 300 т U_3O_8 при среднем содержании 0,15%.

Месторождения роллового типа известны в районе Гэз-Хилс в шт. Вайоминг, где они залегают в верхней части эоценовой формации Уинд-Ривер [3, 4, 118]. Последняя представляет собой толщу косослоистых аркозовых аллювиальных песчаников с прослоями глинистых и углистых сланцев, а также конгломератов. Мощность ее 90—245 м.

Рудные залежи роллового типа располагаются ниже уровня подземных вод и имеют мощность от 0,3 до 8 м. Роллы имеют языкообразные очертания в плане и С-образные с концентрическим строением вертикальные сечения (рис. 9). «Фронт растворов»¹ прослеживается на несколько километров, а отдельные рудные тела — на 1000 м и более. Мощность их контролируется мощностью песчаных прослоев, в которых распространяется «фронт растворов».

Рудоносные зоны содержат много тонкого углистого материала или углефицированной древесины. Руды состоят из уранинита и коффинита, которые развиваются в виде черных пленок

¹ В советской литературе используется термин «фронт зоны пластового окисления». — Прим. перев.

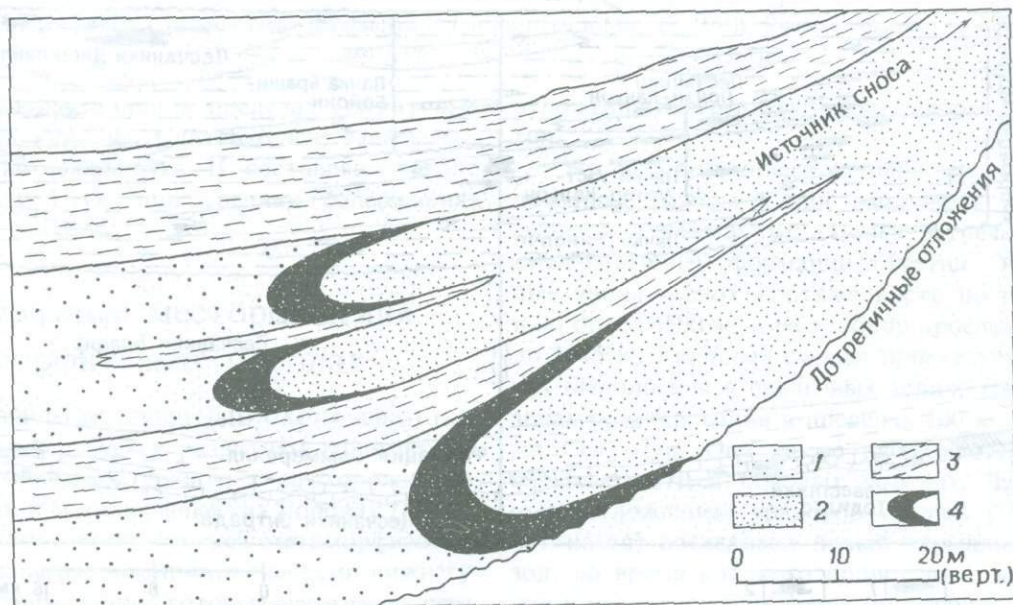


Рис. 9. Схема уранового месторождения роллового типа в бассейнах Вайоминга. 1 — песчаники неокисленные; 2 — песчаники окисленные; 3 — глины; 4 — руда.

на зернах и выполняют межзерновые пространства. Урановые руды обогащены Se, Mo и As. В зоне окисления (выше уровня подземных вод) присутствуют фосфаты, силикаты и гидроксиды урана. Запасы района Гэз-Хилс (с учетом добытого материала) составляют примерно 75 тыс. т U_3O_8 .

Калькретовые месторождения. Наиболее известное из этих месторождений — месторождение *Йилирри* в Западной Австралии [20, 23]. Оно располагается в аридной области с внутренним стоком, где развиты выполненные осадками долины и многочисленные соленые озера и солончаки. Долинные калькреды представляют собой вытянутые массивы сцементированного карбонатным материалом аллювия, накопившиеся вдоль линий близповерхностного дренажа в сухих

долинах. Однако подобные образования встречаются и в дельтах, которые вдаются пальцеобразно в отложения соленых озер.

В подземных водах и выполняющих долины осадках присутствуют уран и ванадий, поступающие при выветривании гранитов и зеленокаменных пород соответственно. Концентрации урана, ванадия и калия вследствие испарения постепенно повышаются вниз по течению грунтовых вод. Эти элементы в окислительных условиях образуют карнотит, который выполняет пустоты и трещины в калькретах. Карнотит также образуется в глинистой пачке, подстилающей калькреды. Запасы *Йилирри* определяются в 47 тыс. т U_3O_8 при содержаниях U_3O_8 0,05—0,10%.

Литература

1. Adams J.A.S. and Richardson K.A. Thorium, uranium and zirconium concentrations in bauxite. *Econ. Geol.*, 55, 1960, 1653—75.
2. Adams J.W., Arengi J.T. and Parrish I.S. Uranium- and thorium-bearing pegmatites of the United States. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-166—80, 1980, 454 p.
3. Anderson D.C. Uranium deposits of the Gas Hills. *Contr. Geol. Wyoming Univ.*, 8, 1968, 93—103.
4. Armstrong F.C. Geologic factors controlling uranium resources in the Gas Hills District, Wyoming. *Wyoming geol. Ass. Guidebook*, 22nd ann. Field Conf., 1970, 31—4.
5. Arnold R.G. A preliminary account of the mineralogy and genesis of the uraniferous conglomerate of the Blind River, Ontario. M.A.Sc. thesis, University of Toronto, 1954.
6. Badham J.P.N. Orogenesis and metallogenesis with reference to the silver—nickel, cobalt arsenide ore association. In *Metallogeny and plate tectonics*. Strong D.F., ed. *Spec. Pap. geol. Ass. Can.*, 14, 1976, 560—71.
7. Bailey D.K. Crustal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism. *J. geophys. Res.*, 69, 1964, 1103—11.
8. Bailey R.V. Applied geology in the Shirley Basin uranium district, Wyoming. *Contr. Geol. Wyoming Univ.*, 4, 1965, 27—35.
9. Bain J.H.C. Uranium mineralization associated with late Palaeozoic acid magmatism in northeast Queensland. *BMR J. Aust. Geophys.*, 2, 1977, 137—47.
10. Barrington J. and Kerr P.F. Uranium mineralization at the Midnite Mine, Spokane, Washington. *Econ. Geol.*, 56, 1961, 241—58.
11. Beck L.S. Genesis of uranium in the Atabasca region and its significance in exploration. *CIM Bull.*, 63, May 1970, 367—77.
12. Bell K.G. Uranium in carbonate rocks. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 474-A, 1963, 29 p.
13. Berezina L.A., Goleva R.V. and Zheleznova E.I. Content and distribution of uranium in minerals from an ultrametamorphic complex and from uraniferous sodium metasomatites. *Geochem. Int.*, 13, no. 6, 1976, 41—50; *Geokhimiya*, no. 11, 1976, 1673—82.
14. Berning J. et al. The Rössing uranium deposits, South West Africa. *Econ. Geol.*, 71, 1976, 351—68.
15. Bohse H. et al. On the behaviour of uranium during crystallization of magmas — with special emphasis on alkaline magmas. In *Formation of uranium ore deposits* (Vienna: IAEA, 1974), 49—60.
16. Bottrill T.J. Uraniferous conglomerates of the Canadian Shield. *Pap. geol. Surv. Can.* 71—1A, 1971, 77—82.
17. Bowden P. Origin of the younger granites of northern Nigeria, *Contr. Mineral. Petrol.*, 25, 1970, 153—62.
18. Bowie S.H.U. Some geological concepts for consideration in the search for uranium provinces and major uranium deposits. In *Uranium exploration geology* (Vienna: IAEA, 1970), 285—300.
19. Bridgewater D. Isotopic age determinations from South Greenland and their geological setting. *Bull. Groenl. geol. Unders.* 53, 1965, 56 p.
20. Butt C.R.M., Horowitz R.C. and Mann A.W. Uranium occurrences in calcretes and associated sediments in Western Australia. *CSIRO Rep. no. FP-16*, 1977, 67 p.
21. Cahen L. Igneous activity and mineralisation episodes in the evolution of the Kibaride and Katangide orogenic belts of central Africa. In *African magmatism and tectonics*. Clifford T.N. and Gass I.G., eds. (Darien, Conn., Hafner, 1970), 97—117.
22. Carlisle D. Possible variations on the calcrete — gypcrete uranium model. Open File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX—53—80, 1980, 38 p.

23. Carlisle D. et al. The distribution of calcretes and gypcretes in southwestern United States and their uranium favorability; based on a study of deposits in Western Australia and South West Africa (Namibia) (Los Angeles: University of California, 1978), 274 p.
24. Castro L.O. A pesquisa de urânio em Araxá. Soc. Bras. Geol., XXII Congr., 1968, 93—6.
25. Clark S.P., Jr., Peterman Z.E. and Heier K.G. Abundances of uranium, thorium and potassium. Mem. geol. Soc. Am. 97, 1966, 521—41.
26. Cohenour R.E. Geology and uranium occurrences near Lakeview, Oregon. Rep. U.S. atom. Energy Comm. RME-2070, 1960, 33 p.
27. Conant L.C. and Swanson V.E. Chattanooga Shale and related rocks of central Tennessee and nearby areas. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 357, 1961, 91 p.
28. Corbett R.G. The geology and mineralogy of Section 22 Mine, Ambrosia Lake uranium district, New Mexico. Ph. D. Dissertation, University of Michigan, 1963.
29. Cunningham C.G. and Steven T.A. Postulated model of uranium occurrence in the central mining area, Marysvale district, west-central Utah. Open-File Rep. U.S. geol. Surv. 78—1093, 1978, 20 p.
30. Dahlkamp F.J. Typology and geographic/geotectonic distribution of uranium deposits. In Energy resources. Burollet P.F. and Ziegler V., eds. (Paris: Edition Technip, 1980), 499—536. (26th Int. Geol. Congr., Colloque C2).
31. Darnley A.G. and Grasty R.L. Airborne radiometric survey of the Elliot Lake area. Open-File Rep. geol. Surv. Can. no. 75, 1971.
32. Davidson C.F. On the occurrence of uranium in ancient conglomerates. Econ. Geol., 52, 1957, 668—93.
33. Degens E.T., Khoo F. and Michaelis W. Uranium anomaly in Black Sea sediments. Nature, Lond., 269, 1977, 566—9.
34. Denson N.M. and Gill J.R. Uranium-bearing lignite and its relation to volcanic tuffs in eastern Montana and North and South Dakota. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 300, 1956, 413—8.
35. Derrick G.M. Metasomatic history and origin of uranium mineralization at Mary Kathleen, northwest Queensland. BMR J. Aust. Geol. Geophys., 2, 1977, 123—30.
36. Derry D.R. Evidence of the origin of the Blind River uranium deposits. Econ. Geol., 55, 1960, 906—27.
37. De Voto R.H. and Paschis J.A. Geology of uranium vein deposits (including Schwartzwalder mine) in Proterozoic metamorphic rocks, Front Range, Colorado. In Uranium in the Pine Creek Geosyncline. Ferguson J. and Goleby A.B., eds. (Vienna: IAEA, 1980), 683—92.
38. De Voto R.H. and Stevens D.N. Uraniferous phosphate resources and technology and economics of uranium recovery from phosphate resources, United States and Free World, volume 1. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-110(79), 1979, 724 p.
39. Dewey J.F. and Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics. J. geophys. Res., 75, 1970, 2625—47.
40. Dodson R.G. et al. Uranium mineralization in the Rum Jungle-Alligator Rivers Province, Northern Territory, Australia. Reference 15, 551—67.
41. Downs G.R. and Bird A.G. The Schwartzwalder uranium mine, Jefferson County, Colorado. Mountain Geol., 2, 1965, 183—91.
42. Dybek J. Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Urans. Rohstoffe, pt. 1, 1962, 163 p.
43. Ferguson J. Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland, Meddr. Grønland, 172, no. 4, 1964, 82 p.
44. Ferris C.S. and Rudd C.W. Brannerite: its occurrences and recognition by microprobe. Colo. Sch. Mines Q., 66, Oct. 1971, 35 p.
45. Finch W.I. Geology of epigenetic uranium deposits in sandstone in the United States. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 538, 1967, 121 p.
46. Forster J.F. Paragenetical ore mineralogy of the Loolekop-Phalaborwa Carbonatite Complex, eastern Transvaal. Trans. Proc. geol. Soc. S. Afr., 61, 1958, 359—65.
47. Garlick W.G. The syngenetic theory. In The geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. Mendelson F., ed. (London: Macdonald, 1961), 145—65.
48. Gill J.E. and Owens O.E. Columbium — uranium deposits at North Bay, Ontario. Trans. Can. Inst. Min. Metall., 60, 1957, 244—50.
49. Gold D.P. The average and typical chemical composition of carbonatites. In I.M.A. volume — International Mineralogical Association 4th general meeting (New Delhi: Mineralogical Society of India, 1966 (1967)), 83—91.
50. Goodell P.C., Trentham R.C. and Carraway K. Geologic setting of the Peña Blanca uranium deposits, Chihuahua, Mexico, In Formation of uranium ores by diagenesis of volcanic sediments. Henry C.D. et al., eds. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-22(79), 1978, 38 p.
51. Gornitz V. and Kerr P.F. Uranium mineralization and alteration, Orphan Mine, Grand Canyon, Arizona. Econ. Geol., 65, 1970, 751—68.
52. Granger H.C. Mineralogy. In Geology and technology of the Grants uranium region. Mem. New Mex. Bur. Mines Min. Res. 15, 1963, 21—37.
53. Hawkins B.W. Mary Kathleen uranium deposit. In Economic geology of Australia and Papua New Guinea 1. Metals. Knight C.L., ed. (Parkville, Victoria: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 1975), 398—402. (Monogr. Series, no. 5).
54. Haynes D.W. Geological technology in mineral resource exploration. In Mineral resources of Australia. Kelsall D.F. and Woodcock J.T., eds. (Parkville, Victoria: Australian Academy of Technological Sciences, 1979), 73—95. (Third Invitation Symposium).
55. Hilpert L.S. Regional and local stratigraphy of uranium-bearing rocks. Mem. New Mex. Bur. Min. Res. 15, 1963, 6—18.

56. Hilpert L.S. Uranium resources of northwestern New Mexico, Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 603, 1969, 166 p.
57. Hoeve J. and Sibbald T.I.I. The Rabbit Lake uranium mine. In Uranium in Saskatchewan. Dunn C.E., ed. Spec. Publ. Saskatchewan geol. Soc. 3, 1976, 331—54.
58. Jones Ca. A. A classification of uranium deposits in sedimentary rocks. In Preliminary classification of uranium deposits. Mickle D.G., ed. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-63(78), 1978, 1—15.
59. Kalyaev G.I. Mode of albitite distribution in zones of the Ukrainian Shield. In Albitized uranium deposits. Arashov A. transl. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-193(80), 1980, 13 p.
60. Kehn T.M. Uranium in the Chattanooga shale, Youngs Bend area, Eastern Highland Rim, Tennessee. Rep. U.S. geol. Surv. TEI-528-A, 1955, 60 p.
61. Knipping H.D. The concepts of supergene versus hypogene emplacement of uranium at Rabbit Lake, Saskatchewan, Canada, Reference 15, 531—49.
62. Langford F.F. A supergene origin for vein-type uranium ores in the light of the Western Australian calcrete-carnotite deposits. Econ. Geol., 69, 1974, 516—26.
63. Lawrence Livermore Laboratory. Preliminary report on the Walker River Basin study (California/Nevada). Open-File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-44(76), 1976, 14 p.
64. Liebenberg W.R. The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand System, the Dominion Reef, the Ventersdorp Contact Reef and the Black Reef. Trans. Proc. geol. Soc. S. Afr., 58, 1955, 101—254.
65. Little H.W. Distribution of types of uranium deposits and favourable environments for uranium exploration. Reference 18, 35—48.
66. Llewelyn G.I.W. Recovery of uranium from sea-water. In Uranium ore processing. (Vienna: IAEA, 1976), 205—21.
67. MacDonald B.C. and Kermeen J.S. The geology of Beaverlodge. Can. Min. J., 77, June 1956, 80—3; 156.
68. MacKevett E.M., Jr. Geology and ore deposits of the Bokan Mountain uranium-thorium area, southeastern Alaska. Bull. U.S. geol. Surv., 1154, 1963, 125 p.
69. Malan R.C. Volcanogenic uranium-molybdenum deposits in Russia and China. Paper presented at U.S. Department of Energy uranium seminar, 1980, 17 p.
70. Mannweiler U. and Hafka F.J. On-line analysis speeds uranium ore assays in Central African Empire. World Min., 31, May 1978, 56—7.
71. Marciel A.E. and Cruz P.R. Perfil analítico do urânio. Bolm Dep. nac. Prod. min., Rio de J. 27, 1973, 70 p.
72. McDowell J.P. The sedimentary petrology of the Mississagi quartzite in the Blind River area. Geol. Circ. Ontario Dep. Mines no. 6, 1957, 31 p.
73. McKelvey V.E. and Carsewell L.D. Uranium in the Phosphoria formation. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 300, 1956, 483—7.
74. McKelvey V.E., Swanson R.W. and Sheldon R.P. The Permian phosphorite deposits of western United States. In Origine des gisements de phosphates de chaux. C.R. XIX Int. Geol. Congr., Algiers 1952, sect. 11, fasc. 11, 1953, 45—64.
75. McMillan R.H. Metallogenesis of Canadian uranium deposits: a review. In Geology, mining and extractive processing of uranium. Jones M.J., ed. (London: IMM, 1977), 43—55.
76. McMillan R.H. Uranium in Canada. Bull. Can. Petrol. Geol., 25, 1977, 1222—49.
77. McNeil M. Brazil's uranium/thorium deposits: geological reserves potential (San Francisco: Miller Freeman Publications, 1979), 126 p.
78. Meyer K. Uran-Prospektion vor Südwesafrika. Erzmetall, 26, 1973, 313—7.
79. Mickle D.G. and Mathews G.W., eds. Geologic characteristics of environments favorable for uranium deposits. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-67-78, 1978, 250 p.
80. Minter W.E.L. Detrital gold, uranium and pyrite concentrations related to sedimentology in the Precambrian Vaal Reef placer, Witwatersrand, South Africa. Econ. Geol., 71, 1976, 157—76.
81. Morton R.D. The western and northern Australian U deposits — exploration guides or exploration deterrents for Saskatchewan? In Uranium in Saskatchewan. Dunn C.E., ed. Spec. Publ. Saskatchewan geol. Soc., 3, 1976, 211-54.
82. Mountain States Research and Development and PRC Toups Corporation. Engineering assessment and feasibility study of Chattanooga Shale as a future source of uranium. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy CJBX-479. 1978, 262 p.
83. Murphy M. et al. Uranium in alkaline rocks. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-78(78), 1978, 185 p.
84. Nash J.T. Geology and genesis of major world hardrock uranium deposits; an overview. Open-File Rep. U.S. geol. Surv. 81—0166, 1981, 129 p.
85. Nash J.T. and Lehrman N.J. Geology of the Midnite uranium mine, Stevens County, Washington — a preliminary report, Open-File Rep. U.S. geol. Surv. 75—402, 1975, 36 p.
86. Nishimori R.K. et al. Uranium deposits in granitic rocks. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy R&D Adm. GJBX-13(77), 1977, 298 p.
87. Nishimori R.K. and Powell J.D. Uranium in carbonatites, USA, Open-File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-147-80, 1980, 180 p.
88. OECD Nuclear Agency and IAEA. World uranium potential (Paris: OECD, 1978), 170 p.
89. Ojakangas R.W. Criteria for Alligator River type uranium deposits in the United States. In NURE uranium geology symposium (Grand Junction, Colo.: Bendix Field Engineering Corporation, 1978), 193—210.
90. Paschis J.A. Mining and geologic developments at Cotter Corporation's Schwartzwalder uranium mine, Jefferson County, Colorado. In Papers presented at the National Western Mining Conference (Denver, Colo.: Mining Yearbook, 1979), 123—8.

91. *Patterson J.A. and Pitman R.K.* Foreign uranium outlook. Paper presented at U.S. Department of Energy uranium industry seminar, 1981, 19 p.
92. *Pretorius D.A.* The depositional environment of the Witwatersrand goldfields: a chronological review of speculations and observations. *Minerals Sci. Engng.*, 7, 1975, 18—47.
93. *Ramdohr P.* Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrands in Südafrika und ihre genetische Bedeutung. *Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. math. naturw.*, no. 5, 1954, 43 p.
94. *Ramdohr P.* New observations on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance. *Trans. Proc. geol. Soc. S. Afr.*, 61, 1958, Annex., 173 p.
95. *Richardson K.A., Killeen P.G. and Charbonneau B.W.* Results of a reconnaissance type airborne gamma-ray spectrometer survey of the Blind River — Elliot Lake area, Ontario. *Pap. geol. Surv. Can.* 71—1A, 1975, 133—5.
96. *Robertson J.A.* A review of recently acquired geological data, Blind River-Elliot Lake area. In *Huronian stratigraphy and sedimentation. Spec. Pap. geol. Ass. Can.* no. 12, 1973, 169—98.
97. *Robertson J.A.* The Blind River uranium deposits: the ores and their setting. *Misc. Pap. Ontario Div. Mines* 65, 1976, 45 p.
98. *Robertson J.A.* Uranium deposits in Ontario. In *Short course in uranium deposits: their mineralogy and origin.* Kimberley M.M., ed. (Toronto: The University Press for Mineralogical Association of Canada, 1978), 229—80.
99. *Robinson B.W. and Morton R.D.* The geology and geochronology of the Echo Bay area, Northern Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 9, 1972, 158—71.
100. *Robinson B.W. and Ohmoto H.* Mineralogy, fluid inclusions, and stable isotopes of the Echo Bay U—Ni—Ag—Cu deposits, Northwest Territories, Canada. *Econ. Geol.*, 68, 1973, 635—56.
101. *Pertlik F. et al.* Uranium. In *Handbook of geochemistry*, II-5, Wedepohl K.H., ed. (Berlin: Springer-Verlag, 1969), 50 p.
102. *Roper M.W. and Wallace A.B.* Geology of Aurora uranium prospect, Malheur County, Oregon. In *Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks.* Goodell P.C. and Waters A.C., eds. *AAPG Studies in Geology*, no. 13, 1981, 81—8.
103. *Roscoe S.M.* Huronian rocks and uraniumiferous conglomerates in the Canadian Shield. *Pap. geol. Surv. Can.* 68—40, 2969, 205 p.
104. *Rosholt J.N., Prijana and Noble D.C.* Mobility of uranium and thorium in glassy and crystallized silicic volcanic rocks. *Econ. Geol.*, 66, 1971, 1061—9.
105. *Rowntree J.C. and Mosher D.V.* Jabiluka uranium deposits. Reference 53, 321—6.
106. *Ruzicka V.* Geological comparison between East European and Canadian uranium deposits. *Pap. geol. Surv. Can.* 70—48, 1971, 196 p.
107. *Rytuba J.J. and Glanzman R.K.* Relation of mercury, uranium and lithium deposits to the MacDermitt caldera complex, Nevada-Oregon. In *Papers on mineral deposits of western North America: volume II.* Ridge J.D., ed. *Rep. Nevada Bur. Mines Geol.* 33, 1979, 109-17.
108. *SADME.* Diamond drill core display — Olympic Dam prospect. Report South Australia Department of Mines and Energy, 1979, 2 p.
109. *Santos E.S.* Relation of ore deposits to the stratigraphy of host rocks in the Ambrosia Lake area. *Mem. New Mex. Bur. Mines miner. Res.*, 15, 1963, 53—9.
110. *Sassano G.P., Fritz P. and Morton R.D.* Paragenesis and isotopic composition of some gangue minerals from the uranium deposits of Eldorado, Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.*, 9, 1972, 141—57.
111. *Satterly J.* Radioactive mineral occurrences in the Bancroft area, *Ann. Rep. Ontario Dep. Mines* 1956, 65, no. 6, 1957, 181 p.
112. *Schidrowski M.* Archean atmosphere and evolution of the terrestrial oxygen budget. In *The early history of the earth.* Windley B.F., ed. (New York: Wiley, 1976), 525—35.
113. *Schopf J.W.* The evolution of the earliest cells. *Scient. Am.*, 239, Sept. 1978, 84—102.
114. *Sheridan D.M., Maxwell C.H. and Albee A.L.* Geology and uranium deposits of the Ralston Buttes district, Jefferson County, Colorado. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 520, 1967, 121 p.
115. *Sibbald T.I.I.* Uranium metallogenetic studies; I, Rabbit Lake. In *Summary of investigations 1977.* Christopher J. E. et al., eds. *Summ. Invest. Sask. geol. Surv.*, 1977, 111—23.
116. *Smart P.G. et al.* Geology and geophysics of the Alligator Rivers region. Reference 53, 285—301.
117. *Smith D.A.M.* The geology of the area around the Khan and Swakop Rivers in South West Africa. *Mem. geol. Surv. S. Afr. South West Africa Ser.* 3, 1965, 113 p.
118. *Soister P.E.* Stratigraphy of the Wind River Formation in southcentral Wind River Basin, Wyoming. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 594—A, 1968, 50 p.
119. *Sørensen H.* On the occurrence of steenstrupine in the Ilimaussaq massif, southwest Greenland. *Meddr. Grønland*, 167, no. 1, 1962, 251 p.
120. *Sørensen H.* Low-grade uranium deposits in agpaitic nepheline syenites, South Greenland. Reference 18, 151—9.
121. *Staatz M.H.* I and L uranium and thorium vein system, Bokan Mountain, southeastern Alaska. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 512—23.
122. *Staatz M.H. and Carr W. J.* Geology and mineral deposits of the Thomas and Dugway Ranges, Juab and Tooele Counties, Utah. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 415, 1964, 188 p.
123. *Swanson V.E.* Oil yield and uranium content of black shales. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 356—A, 1960, 1—44.
124. *Swanson V.E.* Geology and geochemistry of uranium in marine black shales, a review. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 356—C, 1961, 67—112.

125. *Thompson T.B., Lyttle T. and Pierson J.R.* Genesis of the Bokan Mountain, Alaska, uranium — thorium deposit. Open-File Rep. U.S. Dep. Energy GJBX-38(80), 1980, 232 p.
126. *Tremblay L.P.* Uranium subprovinces and types of uranium deposits in the Precambrian rocks of Saskatchewan. Pap. geol. Surv. Can. 78-1A, 1978, 427—35.
127. *Tuttle O.F. and Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{KAlSi}_3\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Mem. geol. Soc. Am. 74, 1958, 153 p.
128. *Vickers R.C.* Alteration of sandstones as a guide to uranium deposits and their origin, northern Black Hills, South Dakota. Econ. Geol., 52, 1957, 599—611.
129. *von Backström J.W. and Jacob R.E.* Uranium in South Africa and South West Africa (Namibia). Phil. Trans. R. Soc. Lond., A291, 1979, 307—19.
130. *Whittle A.W.G.* Contact mineralization phenomena of the Mary Kathleen uranium deposit. Neues Yb. Mineralogie, 94, 1960, 798—830.
131. *Woodmansee W.C.* Uranium. In Mineral facts and problems: 1975 edition. Bull. U.S. Bur. Mines 667, 1976, 1177—200.
132. Western gets BP Australia to finance Roxby Downs. World Min., 32, Sept. 1979, 128.
133. *Youles I.P.* Mount Painter uranium deposits. Reference 53, 505—8.
134. *Young R.G.* Uranium deposits of the southern San Juan mineral belt, Mexico. Rep. U.S. AEC TM-170, 1960, 48 p.

Урановые месторождения Европы

Валери Циглер
Жак Дардель

Обзор главнейших геологических структур Европы

Цель настоящего раздела — кратко охарактеризовать главнейшие геологические структуры европейского континента и их взаиморасположение как геологическую основу при рассмотрении распределения различных урановородных районов в этой части мира. Более детальные сведения можно найти в литературных источниках, список которых приводится в конце статьи.

Как известно, герцинские и альпийские структуры Европы¹ располагаются между Фенно-Скандинавским докембрийским щитом на севере, Русским докембрийским щитом² на востоке и Африканским щитом² на юге. Фенно-Скандинавский (или Балтийский) щит включает в себя: а) архейское (саамо-карельское) ядро, занимающее большую часть Финляндии, за исключением юго-западной ее части; б) нижнепротерозойские (свекофенские) структуры, простирающиеся от архейского ядра в южном направлении в юго-западную Швецию; в) среднепротерозойские (свеконорвежские) образования, почти полностью активизированные в готскую и позднедокембрийскую фазы орогенеза.

На западе этот щит обрамляется каледонским орогеном, который тянется от северной

Норвегии, через Шотландию и северную Англию в Ирландию. Этот ороген представлен неполностью, так как в результате дрейфа континентов он был расколот по линии, субпараллельной его генеральному простиранию, на Европейскую часть и ту часть, которая сейчас находится на северо-востоке Гренландии. Имеются признаки каледонских дислокаций в пределах герцинских и альпийских структур, но этот вопрос выходит за рамки настоящей статьи.

Между областями, сложенными докембрийскими — каледонскими комплексами, альпийско-карпатским фронтом и Африкой, располагается наиболее характерная геотектоническая единица Западной Европы — герцинский (варисский) ороген. Область, занимаемая этим орогеном, не соответствует всему пространству первичной герцинской геосинклинали, так как многочисленные фрагменты герцинид устанавливаются в пределах альпийского орогена.

Начиная с 1927 г. (Коссमतом [21] — для отрезка от Польши до Ирландии) и с 1942 г. (Лотце [27] — для Иберийской зоны) предпринималось несколько попыток подразделить герцинский ороген на ряд последовательных геотектонических зон, представляющих собой различные структурные единицы герцинской геосинклинали. Здесь мы наиболее подробно рассмотрим центральную (внутреннюю) зону, отвечающую области максимальных складчатости, магматической активности и метаморфизма. В центральных районах Западной Европы ее обычно выделяют как Молданубскую зону, а на Пиренейском полуострове — как Галисийско-Кастильскую зону. Жюливер и др. [20] объединяют последнюю вблизи южного окончания пояса с соседней Лузитано-Алькудской зоной Лотце в единую Центрально-Иберийскую зону.

Внешняя зона, как правило, подразделяется на Саксо-Тюрингенскую, следующую за ней Рено-Герцинскую и т. д., но это уже не существенно для нашей статьи, и на геоструктурной схеме рис. 1 они не выделяются.

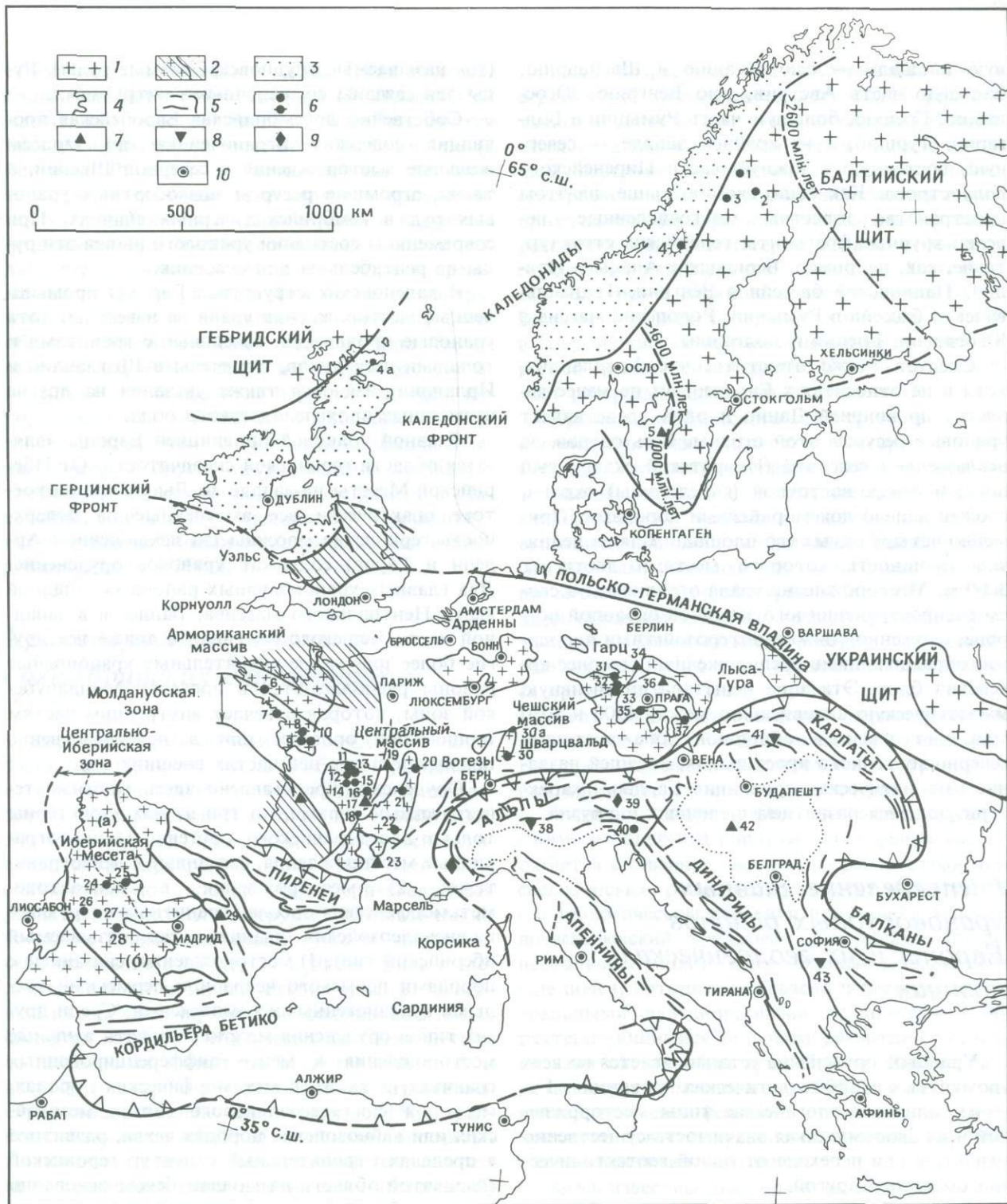
Альпийский ороген занимает в Европе огром-

Direction de l'Approvisionnement en Matières Nucléaires, Commissariat à l'Energie Atomique, Paris, France.

¹ Авторы рассматривают только Западную и Центральную Европу. — *Прим. перев.*

² Под щитами здесь понимаются докембрийские платформы. — *Прим. перев.*

Рис. 1. Главные урановые месторождения Европы: 1 — Плеутайокк; 2 — Равабергет; 3 — Дублин; 4 — Хутаген; 4 а — Оусдаль; 5 — Ранстад; 6 — Понтиви; 7 — Пеннаран; 8 — Экарпьер-Ле-Шардон; 9 — Борпер; 10 — Ла-Шапель-Ларжо, Ла-Коммандери, Ла-Доржисьер; 11 — Ле-Бернардан; 12 — Ле-Брюжо; 13 — Бельзан; 14 — Марньяк — Пени; 15 — Фане — Ле-Фресс; 16 — Ивернересс; 17 — Сен-Пьер-дю-Канталь; 18 — Бертолен; 19 — Серийи; 20 — Грюри; 21 — Буа-Нуар; 22 — Ле-Селье — Ле-Пьер-Плантэ; 23 — Мас-Лавер; 24 — Уржейриса; 25 — Фе; 26 — Низа; 27 — Тарабо; 28 — Эль-Педригаль; 29 — Масарет; 30 — Менценшванд; 30 а — Мюлленбах; 31 — Ауэ; 32 — район Яхимов; 33 — Горни-Славков; 34 — Кёнигштейн; 35 — район Пршибрам; 36 — Гамр; 37 — Рожна, Олша; 38 — Новацца; 39 — Форштау; 40 — Жировски-Врх; 41 — Хута — Мурань; 42 — Мечек; 43 — Злетовска-Река. Условные обозначения: 1 — докембрий; 2 — докембрий, сильно или слабо переработанный; 3 — каледониды; 4 — вариссиды (герциниды); 5 — альпиды;



6—9 — месторождения урана: 6 — связанные с гранитами (с чертой — разрабатываемые), 7 — в осадочных породах, 8 — в вулканических породах, 9 — в метаморфических породах; 10 — столицы государств; (а) — Галисийско-Кастильская зона; (б) — Лузитано-Алькудская зона.

ную площадь — всю Италию и Швейцарию, большую часть Австрии, всю Венгрию, Югославию, Грецию, большую часть Румынии и Болгарии, Турцию, а на крайнем западе — северную, восточную и южную части Пиренейского полуострова. Как было сказано выше, на этом пространстве известны многочисленные, нередко крупные фрагменты герцинских структур, такие, как, например, Бергамские Альпы в Италии, Паннонский бассейн в Венгрии, Трансильванский бассейн в Румынии, Родопский массив в Югославии, Греции и Болгарии.

Следует также отметить, что Гренландия, хотя и не относится к Европе, тем не менее является провинцией Дании и одна представляет урановые ресурсы этой страны. Весь остров, за исключением северной (Иннуитский складчатый пояс) и северо-восточной (каледониды) окраин, сложен нацело докембрийскими породами. Примерно четыре пятых его площади заняты ледником, мощность которого местами достигает 3000 м. Месторождения урана ограничены в своем распространении юго-западной окраиной острова, сложенной нижнепротерозойскими породами, обрамляющими расположенный севернее архейский блок. Эта зона испытала интенсивную магматическую активизацию между 1300 и 1030 млн. лет назад в обширной зоне восточно-северно-восточного простираения, носящей название «магматическая провинция Гардар», характеризующаяся развитием щелочных интрузий.

Распределение главных урановорудных районов Европы и их геологическая позиция

Урановое оруденение устанавливается во всех упомянутых выше геологических провинциях Европы, однако геологические типы месторождений и их экономическая значимость существенно меняются при переходе от одной геотектонической области к другой.

Южная Гренландия, как известно, обладает значительными ресурсами урана в низкосортных рудах, получение металла из которых весьма затруднительно при невысокой степени извлечения

(так называемые труднообъемные руды). Руды эти связаны со щелочными интрузиями.

Собственно докембрийская Европейская провинция содержит ограниченные по запасам жильные месторождения в северной Швеции, а также огромные ресурсы низкосортных урановых руд в кембрийских черных сланцах. При современном состоянии уранового рынка эти руды не рентабельны для освоения.

В каледонских структурах Европы промышленные месторождения урана не известны, хотя урановые проявления, связанные с гранитами и толщами песчаников, отмечены в Шотландии и Ирландии; имеются также указания на другие возможные проявления такого рода.

Главной урановой провинцией Европы являются области герцинской складчатости. От Иберийской Месеты на западе до Лыса-Гура на востоке практически все выведенные на поверхность герцинские массивы (за исключением Арденн и Гарца) содержат урановое оруденение. Два главных урановорудных района (в западной части Центрального массива, Вандее и в западной части Чешского массива), а также все другие более или менее значительные урановосные районы располагаются в пределах Молданубской зоны, которая отвечает внутренним частям герцинского орогена, или в непосредственно примыкающих к ней частях внешних зон.

Оруденение представлено здесь многими генетическими типами, но три из них характерны только для герцинского орогена: 1) интравитные месторождения, связанные с лейкогранитами; 2) месторождения в контактово-метаморфических ореолах гранитных интрузий в нижнепалеозойских сланцах (так называемый иберийский тип); 3) месторождения, связанные с породами пермского чехла или пермскими кислыми вулканогенными комплексами. Среди других типов оруденения можно отметить жильные месторождения в менее дифференцированных гранитах, а также в метаморфических породах, месторождения песчаникового типа в мезозойских или кайнозойских породах чехла, развитого в пределах отрицательных структур герцинской складчатой области на молданубском основании (и его иберийском эквиваленте) или в непосредственной близости от этой зоны.

Альпийская область менее богата в отношении урана, хотя несколько промышленных ме-

сторождений известны и здесь; среди них, по видимому, достаточно крупные по европейским масштабам месторождения разрабатываются (или разрабатывались) в Восточной Европе (в Венгрии, Румынии и Чехословакии). Отличительной их особенностью является приуроченность (за небольшим исключением) к пермским осадочным или вулканогенно-осадочным породам, перекрывающим герцинские ядра в пределах альпийского орогена. Тем не менее обнаружено и собственно альпийское оруденение. Своеобразные месторождения в Итальянских Западных Альпах, в Швейцарии и Австрии располагаются в областях развития пермских сланцев, которые в эпоху альпийских дислокаций подверглись метаморфизму с образованием фации зеленых сланцев. Другие месторождения связаны с третичным вулканизмом, как, например, в Македонии, или с плейстоценовыми — четвертичными вулканогенными комплексами, как в провинции Лацио в Италии.

Урановорудные районы в докембрийских структурах

ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ ГАРДАР в ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ. Эта область располагается в юго-западной части острова и принадлежит к Кетилидской (Гудзонской — 1800 млн. лет) структурной провинции, испытавшей активизацию в гардарскую (1300—1030 млн. лет) магматическую эпоху, характеризовавшуюся развитием щелочных интрузий. Магматический комплекс Илимауссак имеет в плане эллиптическое очертание и размер 17 x 10 км. Здесь выделяются две интрузивные стадии (рис. 2): в первую из них сформировалась оболочка авгитовых сиенитов мощностью в несколько сотен метров со щелочными гранитами в апикальной зоне, а во вторую стадию внутри оболочки развивалась стратифицированная агпайтовая серия, представленная снизу вверх: а) мощными полосчатыми какортокитами, обогащенными эвдиалитом (и содержащими огромные запасы циркония); б) зелеными (эгириновыми) луявритами; в) черными (арфведсонитовыми) тонкозернистыми луявритами; г) обогащенными эвдиалитом нойяитами; д) содалитовыми фойяитами.

Хотя возрастные взаимоотношения между вертикально сменяющимися друг друга фациями точно не установлены, в какортокитах наблюдаются останцы всех типов пород. Самые молодые, вероятно, луявриты, крупнокристаллическая разновидность которых наблюдается в виде протяженных даек во всех расположенных выше разностях агпайтовой серии и даже в боковых породах вблизи щелочной интрузии. Практически весь уран и торий находятся в стенструпине. Зеленые луявриты содержат около $60 \text{ млн}^{-1} \text{ U}$, а тонкозернистая черная разновидность этих пород со средним содержанием $\text{U } 200 \text{ млн}^{-1}$ обладает ресурсами примерно 200 тыс. т U.

Кроме магматического стенструпина в крупнокристаллических разностях луявритов присутствует вторая генерация этого минерала. Указанные породы в местах их пересечения с анальцимовыми жилами и главным образом с вулканическими или габброидными вмещающими породами, тонкозернистыми луявритами и др. местами обогащены ураном (до 3000 млн^{-1}). Здесь образуются рудные тела со средним содержанием $\text{U } 300\text{—}400 \text{ млн}^{-1}$; общие установленные ресурсы этого типа оруденения оцениваются примерно в 30 тыс. т урана.

Этот тип месторождений характеризуется отношением $\text{Th}/\text{U} \approx 2,5$, тогда как во всех других промышленных месторождениях урана торий присутствует лишь в виде следов.

УРАНОВОРУДНЫЙ РАЙОН АРЬЕПЛУГ—АРВИДСЯУР в СЕВЕРНОЙ ШВЕЦИИ. Этот район располагается в северной части зоны распространения свекофенских, раннепротерозойских структур. В его геологическом строении принимают участие досвекофенский фундамент с породами континентального типа и более молодые зеленокаменные пояса, которые несогласно перекрыты субэральными вулканогенными комплексами, характеризующимися широким развитием кислых вулканитов, включая игнимбриты. Южнее развиты морские метаосадки. Оба эти комплекса претерпели свекофенскую орогению, которая примерно отвечает гудзонской орогении районов Северо-Американского щита.

Здесь известны два типа промышленных (или потенциально промышленных) урановых месторождений. Первый (на месторождении Плеутайокк) представлен жилами и линзами с вкрапленным оруденением, выполняющим трещинные

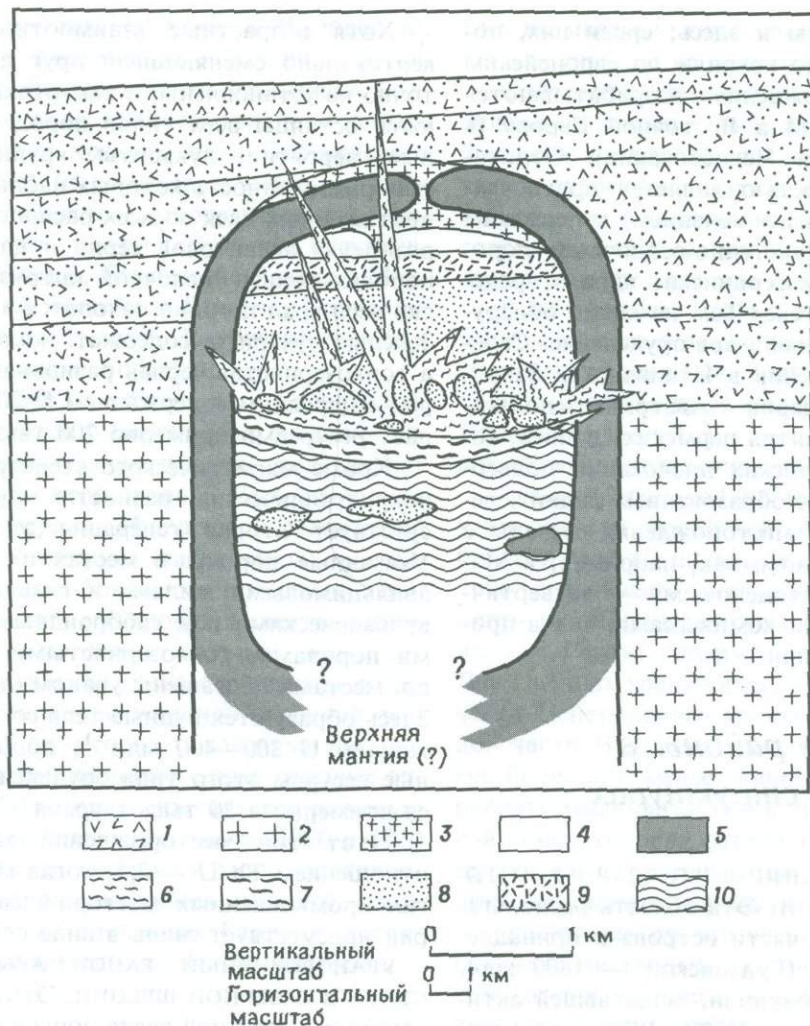


Рис. 2. Схематическое строение интрузии Илимауссак [40]. 1 — континентальные осадочные породы и вулканиты серии Гардар; 2 — протерозойские граниты Юлианехоб; 3 — щелочные граниты; 4 — гетерогенные сиениты; 5 — авгитовые сиениты; 6 — черные лувриты; 7 — зеленые лувриты; 8 — нойяиты; 9 — фойяиты — содалиты; 10 — какортокиты.

зоны в кислых вулканических породах или интрузиях ранней стадии свекофенской орогении. Месторождения связаны с позднейшими фазами тектоно-магматической активизации, обусловившей: а) интенсивный натриевый метасоматоз и развитие метасоматических альбититов; б) брекчирование метасоматитов с последующим образованием пятнистых скарнов с клинопироксеном, гранатом, кальцитом, сульфидами Pb—Zn, Cu—Fe и магнетитом; в) развитие уранового оруденения — уранинита, урановой смолки (?) и уранотитанатов. Обычно считается, что эти месторождения сходны с украинскими. Возраст

уранинитов определяется в 1750 ± 26 млн. лет. Установленные ресурсы оцениваются примерно в 5 тыс. т урана при достаточно низких средних его содержаниях.

Второй тип уранового оруденения (на месторождении Дубблон — в 80 км южнее Плеутайокк) связан с континентальной вулканической толщей, относящейся к главной фазе орогенеза. Урановое оруденение приурочено к двум горизонтам риолитовых игнимбритов, разделенным конгломератами. К сожалению, средние содержания урана составляют здесь всего $200\text{--}300 \text{ млн}^{-1}$, хотя в отдельных образцах они

колеблются от 20 до 3000 млн⁻¹. Рудное тело имеет протяженность почти 1000 м при мощности 5—25 м. Оруденение представлено уранотитанатами, урансодержащими слюдами и тонкокрапленной урановой смолкой в микротрещинах. Главными сопутствующими элементами являются Pb, V и Mo.

УРАНОСНЫЕ КВАСЦОВЫЕ СЛАНЦЫ РАЙОНОВ БИЛЛИНГЕН—РАНСТАД В ШВЕЦИИ. Черные сланцы часто обнаруживают отчетливое обогащение ураном, и нижнепалеозойские их представители содержат миллионы тонн этого металла при средних содержаниях от 10 до 100 млн⁻¹ U. Из-

влечение из них урана невозможно в настоящее время в связи с требованиями к охране окружающей среды и по некоторым техническим причинам, а также из-за современного состояния мирового уранового рынка.

Однако в провинциях Вестерготланд и Нерке (Швеция) квасцовые сланцы (среднее содержание U 70 млн⁻¹), слагающие 2—3-м горизонт, обогащены ураном (в среднем до 300 млн⁻¹), вероятно, в результате диагенетических процессов (рис. 3). Эти сланцы имеют средне- и верхнекембрийский (плюс тремадок) возраст, и мощность их достигает нескольких сот метров.

Обогащенный горизонт, содержащий *Peltura Scarobaeoides*, включает вблизи подошвы и кровли прослой углеродистого вещества мощностью до 4—5 м, носящие местное название «кольм». Эти прослой содержат до 10 000 млн⁻¹ U (как правило, 3000 млн⁻¹ U).

Одно время в провинции Нерке велась разработка этих сланцев для извлечения нефтепродуктов (4%), серы, извести, аммиака и др. С ураном ассоциируются следующие элементы: V (в тех же количествах, что и U), W, Mo, Ni, Zn и Ca, но наиболее обильны здесь пирит и мельникит (6—7% S). Общие ресурсы урана оцениваются в этих сланцах в 1 млн. т, но только 300 тыс. т считаются потенциально пригодными для разработки.

Подобные сланцы встречаются на Балтийском щите во многих местах, однако они не содержат обогащенных горизонтов.

Урановорудные районы в каледонских структурах

В настоящее время в пределах европейских каледонид нет месторождений с разведанными промышленными запасами урана, хотя дальнейшие работы на уже известных проявлениях северной Шотландии и Оркнейских островов могут выявить объекты, представляющие экономический интерес.

Область, которую мы сейчас рассматриваем, имеет докембрийский фундамент, перекрытый отложениями нижнепалеозойской геосинклинали — высокометаморфизованными осадками, постепенно переходящими в южном направлении в

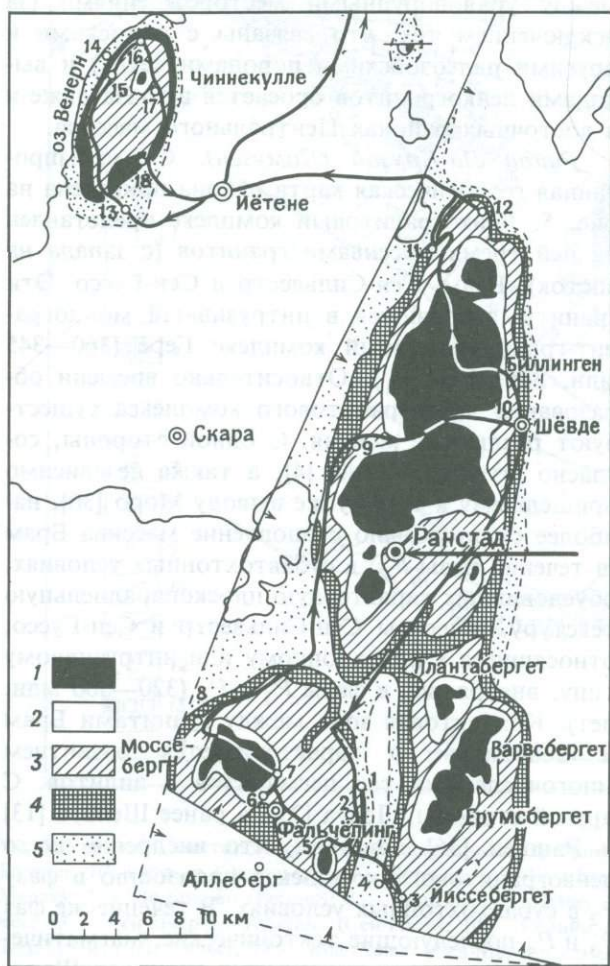


Рис. 3. Карта районов горы Чиннекулле и Биллинген — Фальчепинг [33]. 1 — долериты; 2 — силур — верхний ордовик; 3 — нижний и средний ордовик; 4 — верхний и средний кембрий; 5 — нижний кембрий.

грубозернистые терригенные фации. Главная фаза складчатости произошла здесь в позднесилурийское время. После эпохи пенеппенизации каледонский ороген был перекрыт знаменитыми Древними красными песчаниками (ДКП) девона.

Ограниченные концентрации урана обнаружены в гранитоидах Северо-Шотландского нагорья, особенно в гранитах Хелмсдейл, в связи с отдельными редкими жилами. Уран часто присутствует в гипергенных минералах в шестивалентной форме.

Не имеющая промышленного значения уранитовая минерализация (иногда с весьма высокими локальными концентрациями) установлена также на Южно-Шотландской возвышенности вблизи Далбитти, в висмутовых жилах, секущих контактовую зону гранодиоритового массива. На крайнем северо-востоке Шотландии в нижней и в основании средней части ДКП, лежащих на метаморфическом докембрийском фундаменте и прорванных каледонскими гранитоидами и сиенитами, сосредоточена главная масса урановых рудопроявлений Британии. По-видимому, имеется весьма сильная корреляция между концентрацией урана и содержанием в породах фосфата или органического вещества. Эти концентрации колеблются от 200 до 300 млн⁻¹ U при суммарной мощности обогащенных прослоев около 10 м. В отдельных случаях обнаруживались содержания до 1000 млн⁻¹ U в 10-м горизонте фосфатных пород. Эти песчаники покрывают здесь площадь примерно 3000 км², прослеживаясь на север, на Оркнейские острова.

Урановорудные районы в герцинских структурах

РУДНЫЕ РАЙОНЫ В ЛЕЙКОГРАНИТАХ. Термин «лейкограниты» относится к высоко дифференцированным гранитам коровой природы, средний минеральный состав которых (в процентах): 36 кварца, 27 ортоклаза, 27 альбита, 10 мусковита. Наряду с высоким содержанием калия они характеризуются аномальным содержанием таких литофильных элементов, как Be, Li, F, W, Sn, Th и U. Наиболее представительными примерами оруденения такого типа являются хорошо известные во всем мире месторождения Франции, где лейкограниты распространены

очень широко (рис. 4). За небольшим исключением, они группируются в линейные пояса. Выходы на поверхность массивов лейкогранитов образуют с небольшими ответвлениями пояс, протягивающийся от западной оконечности Бретани до центральных районов западной половины Центрального массива. Предполагается, что лейкограниты, перекрытые мезозойскими отложениями южной части Парижского бассейна, протягиваются от восточной Бретани до Вогезов. В Центральном массиве, восточнее «Угленосной борозды», лейкограниты развиты слабо и встречаются, по-видимому, лишь в виде отдельных пятен. Однако пространственная связь между урановорудными месторождениями (за исключением тех, что связаны с пермскими и другими палеозойскими породами чехла) и выходами лейкогранитов бросается в глаза даже и в восточных районах Центрального массива.

Район Ла-Крузий (Лимузен). Схематизированная геологическая карта района приведена на рис. 5. Лейкогранитовый комплекс представлен на ней тремя массивами гранитов (с запада на восток): Брам, Сен-Сильвестр и Сен-Гуссо. Эти граниты внедряются в интрузивный монцогранит-гранодиоритовый комплекс Гере (360—345 млн. лет, фаза P_1). Относительно времени образования лейкогранитового комплекса существуют различные мнения. С одной стороны, согласно Отрану и Гийё [4], а также независимо пришедшему к такому же выводу Моро [30], наиболее ранним было становление массива Брам (в течение фазы P_2) в субавтохтонных условиях, обусловивших характерную плоскопараллельную текстуру. Массивы Сен-Сильвестр и Сен-Гуссо, относящиеся к аллохтонному или интрузивному типу, внедрились в фазы P_3 и P_4 (320—300 млн. лет). Контактная зона между гранитами Брам и Сен-Сильвестр характеризуется развитием многочисленных тел пегматитов и аплитов. С другой стороны, Леруа [25], а ранее Шенуа [13] и Раншен [36] полагали, что внедрение всего лейкогранитового комплекса произошло в фазу P_2 в субавтохтонных условиях. В течение же фаз P_3 и P_4 последующие тектонические, магматические (интрузия тонкозернистых гранитов Шатопонсак в массиве Брам) и дейтерические процессы в различной степени замаскировали первичные особенности пород. Для лейкогранитов массива Сен-Сильвестр они установили, в частности,

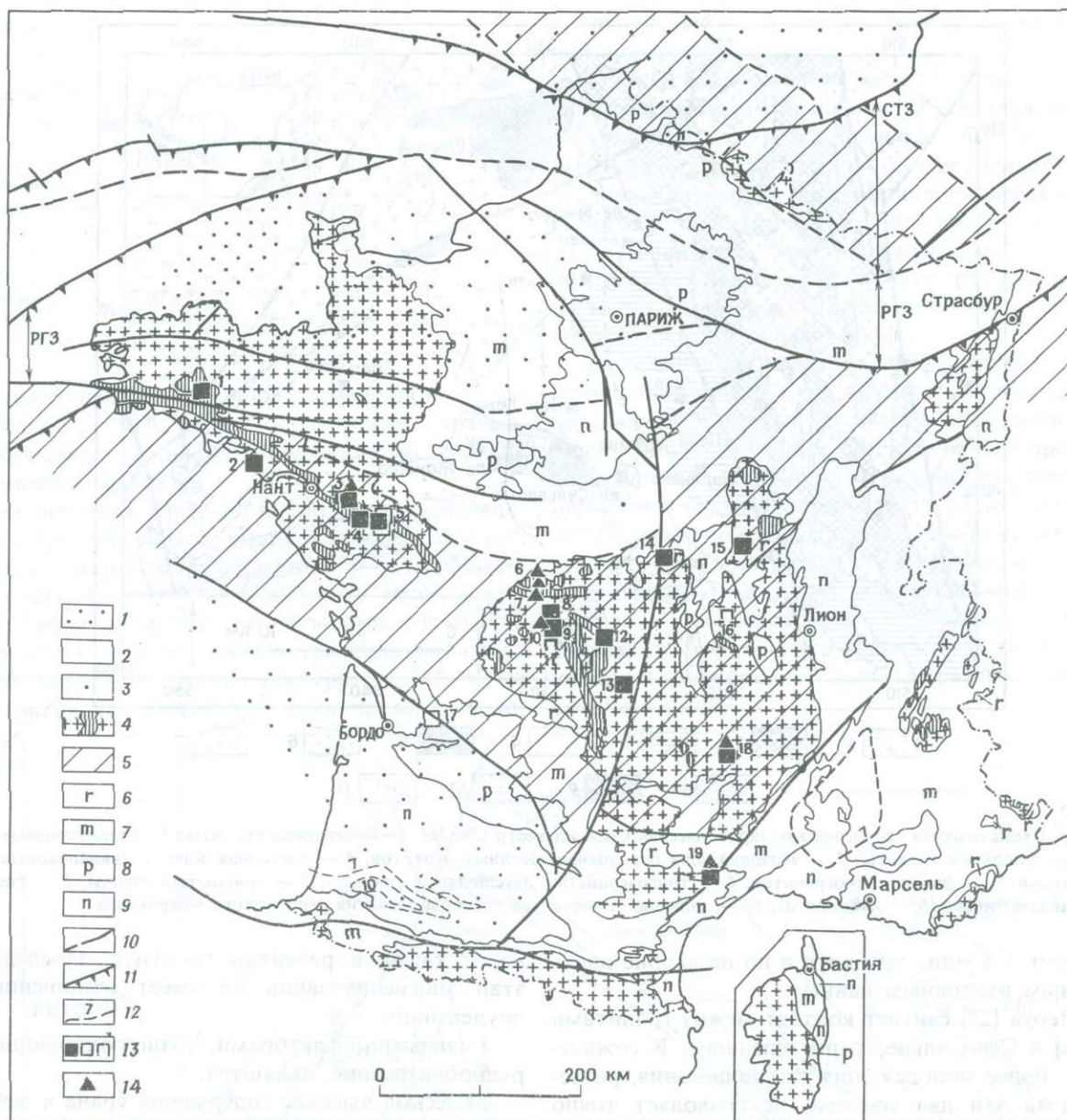


Рис. 4. Урановые месторождения и обогатительные фабрики (в скобках) Франции: 1 — Понтиви; 2 — Пеннаран; 3 — Ле-Шарлон, Л'Экарпьер (Экарпьер); 4 — Борпер; 5 — Ла-Шапелль-Ларжо, Ла-Коммандери, Ла-Доржисьер; 6 — Ле-Бернардан (Меляк); 7 — Ле-Брюжо (Бессин); 8 — Бельзан; 9 — Фане, Ле-Фресс; 10 — Марньяк, Пени; 11 — Генриетта; 12 — Ивернересс; 13 — Сен-Пьер-дю-Канталь (Сен-Пьер); 14 — Серийи; 15 — Грюри; 16 — Буа-Нуар; 17 — Кудра; 18 — Ле-Селье, Ле-Пьер-Плантэ (Ле-Селье); 19 — Мас-Лавер (Сен-Мартен-дю-Боск). Условные обозначения: 1 — икартийский фундамент (ранний протерозой); 2 — каледонский фундамент (Брабантский массив — Арденны); 3 — кадомский (доварисийский) фундамент; 4 — область герцинского орогена (заштрихованы лейкограниты); 5 — Внутренняя зона герцинид (Молданубская); СТ3 — Саксо-Тюрингская зона; РГЗ — Рено-Герцинская зона; 6 — пермь; 7 — мезозой; 8 — палеоген; 9 — неогеновые — четвертичные отложения; 10 — разломы; 11 — надвиги; 12 — мощность осадочного чехла (в километрах); 13 — месторождения урана (эксплуатирующиеся, разведанные, отработанные); 14 — действующие фабрики.

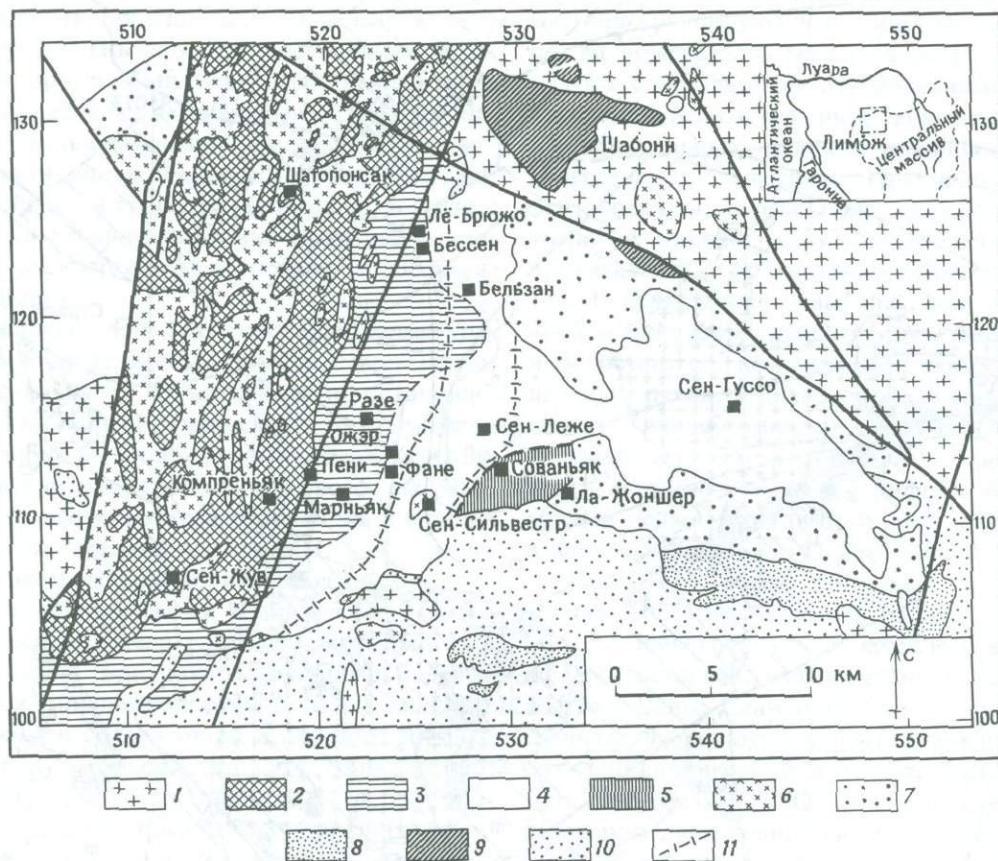


Рис. 5. Схематическая геологическая карта массива Сен-Сильвестр [29, 36]. 1—биотитовые граниты; 2—гранитогнейсы; 3—5 — двуслюдяные граниты: 3 — западная зона без двойникованных пертитов, 4 — восточная зона со двойникованными пертитами, 5 — фации микрогранитов; 6 — тонкозернистые двуслюдяные граниты; 7 — слюдистые сланцы; 8 — гнейсы; 9 — анатектониды; 10 — эмбрихиты¹; 11 — западная и восточная границы развития решетчатого микроклина.

возраст 315 млн. лет, хотя и по не вполне однородным изотопным данным.

Леруа [25] считает контакт между гранитами Брам и Сен-Сильвестр постепенным. К сожалению, более молодая зона рассланцевания, разделяющая эти два массива, не позволяет точно установить их взаимоотношения.

Граниты Сен-Сильвестр прорваны дайками лампрофиров и микрогранитов на рубеже 285 млн. лет; в то же время процессы слюдистых изменений и эписениитизации подготавливали условия для накопления урана. Они обусловили растворение кварца и мусковитизацию ряда минералов. Наблюдается и другой тип эписениитизации, более тесно связанной с разрывными нарушениями и заключающейся в растворении кварца, образовании альбита и (или) микрокли-

на, а также в развитии гематита. Последний этап эписениитизации не имеет отношения к оруденению.

Главными факторами, контролирующими рудообразование, являются:

а) весьма высокие содержания урана в лейкогранитах, обусловленные дейтерическими процессами: уран присутствует главным образом в виде уранинита, чем объясняются необычайно низкие значения отношений Th/U. В табл. 1 эти данные приведены для всех трех лейкогранитных массивов;

б) этот легко извлекаемый уран, по-видимому, был мобилизован во время фаз P_3 и P_4 . Тепловые потоки, возникшие при интрузии лампрофиров и микрогранитов, обуславливали конвекционное движение вод, а также подъем

¹ Мигматиты, сохранившие структурные особенности первичных пород. — Прим. перев.

Таблица 1

Лейкограниты	U, млн ⁻¹	Th, млн ⁻¹	Th/U
Брам	8,70—14,88	?—12,67	?—0,86
Шатопонсак (тонкозернистая фашия интрузива Брам)	18,24	8,71	0,41
Сен-Сильвестр	16,00—22,09	23,37—34,67	1,13—2,17
Сен-Гуссо	14,90—21,20	18,11—26,27	0,85—1,75

обогащенных CO₂ флюидов по меридиональным трещинам, что при образовании уранил-карбонатных комплексов повышало растворение уранинита гранитов;

в) снижение давления в слюдястых эписени-тах и брекчированных породах в результате увеличения пористости приводило к высвобождению CO₂ и сопутствующему ему восстановлению урана от шести- до четырехвалентного, в результате чего отлагалась урановая смолка, а затем пирит и кварц при температуре 345 °С; на контактах лампрофировых даек проявлялся до-

полнительный химический фактор, повышающий скорость осаждения;

г) вслед за высвобождением CO₂ вновь возникли конвекционные ячейки, обуславливающие первую переработку урановой смолки, которая переходила в коффинит при одновременной кристаллизации кварца, монтмориллонитизации мусковита (при температурах 330—140 °С) и отложении флюорита, барита и кальцита;

д) последующее падение температуры нарушало конвекционную систему, и история первичного оруденения заканчивалась;

е) дальнейшие процессы, обусловленные уже метеорологическими факторами, — эрозия и выветривание — достигали максимума своей активности в олигоцене. В результате этих процессов возникали рудные тела, ассоциирующиеся с пермскими первичными рудами и характеризующиеся переотложенными вторичными низкотемпературными минеральными комплексами.

В районе Лимузен все промышленные месторождения сосредоточены в массиве Сен-Сильвестр, точнее в его западной части, т. е. в наиболее неоднородной зоне, где развиты пегматиты и аплиты.

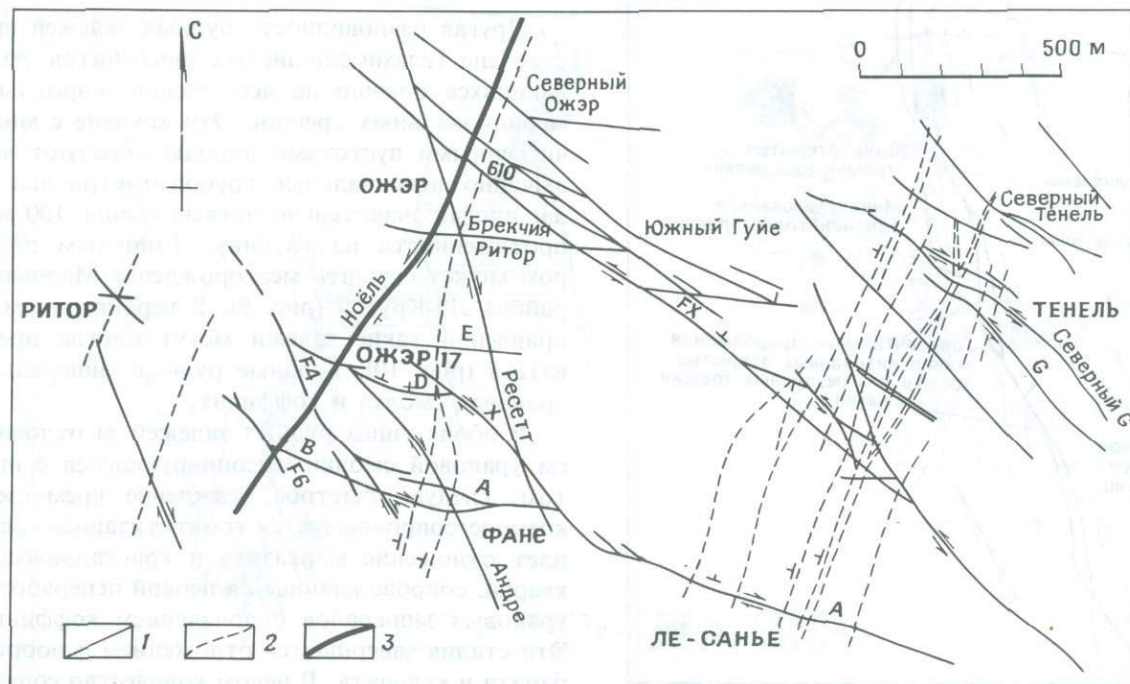


Рис. 6. Структурная схема района месторождения Фане [25]. 1 — рудоносные структуры; 2 — лампрофиры и микрограниты; 3 — интенсивная аргиллизация.

Урановорудные залежи представлены двумя основными морфологическими типами: классическими жильными, линейными телами в сопряженных структурах широтного и северо-западного простираний. Результирующие простирания рудных залежей колеблются от западно-северо-западного до северо-западного (рис. 6). Слюдисто-эписиенитовое изменение наблюдается только в широтной системе трещин, как это показано на вертикальном разрезе рис. 7. При пересечении или частичном совпадении с лампрофировыми дайками в жилах часто устанавливается заметное обогащение ураном. Такова ситуация в знаменитой рудной залежи Генриетта, которая была первым промышленным месторождением Франции. Из нее было добыто 103 т урана при среднем его содержании в руде 31,2%. Руда добывалась из столбообразного тела, прослеживающегося на глубину до 250 м при средней длине 5 м и ширине 0,40 м. Своеобразие морфологии этой рудной залежи показано на рис. 8.

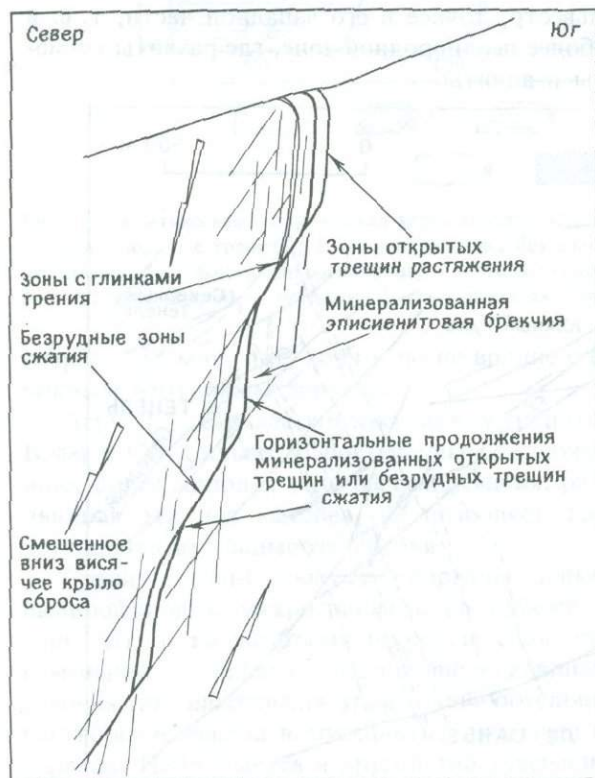


Рис. 7. Вертикальный разрез, демонстрирующий широтную систему трещин [18].

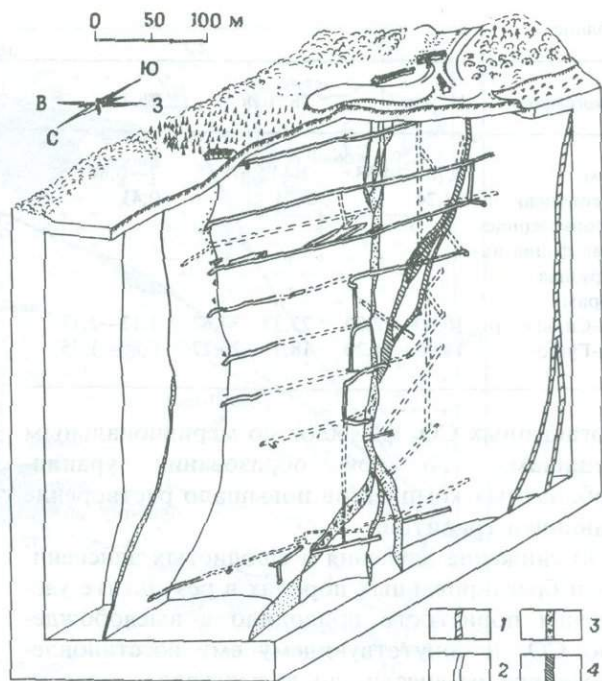


Рис. 8. Блок-диаграмма рудной залежи Генриетта [39]. 1 — минетты; 2 — сбросы; 3 — минерализованный участок сброса; 4 — рудные столбы.

Другая разновидность рудных залежей представлена телами слюдястых эписиенитов, развивающихся обычно на пересечении широтных и меридиональных трещин. Эти хрупкие с многочисленными пустотами породы образуют чрезвычайно неправильные грубоизометричные тела, иногда значительно превышающие 100 м по протяженности на глубину. Типичным примером может служить месторождение Марньак из района Ла-Крузий (рис. 9). В вертикальном направлении такие залежи могут иногда прерываться (рис. 10). Главные рудные минералы — урановая смолка и коффинит.

В обоих типах рудных залежей за отложением урановой смолки, ассоциирующей с пиритом, следует быстрое осаждение кремнезема, которое сопровождается гематитизацией. Затем идет отложение марказита и кристаллического кварца, сопровождающееся первой переработкой урановых минералов с появлением коффинита. Эта стадия завершается отложением флюорита, барита и кальцита. В целом количество сопутствующих сульфидов и жильных минералов незначительно.

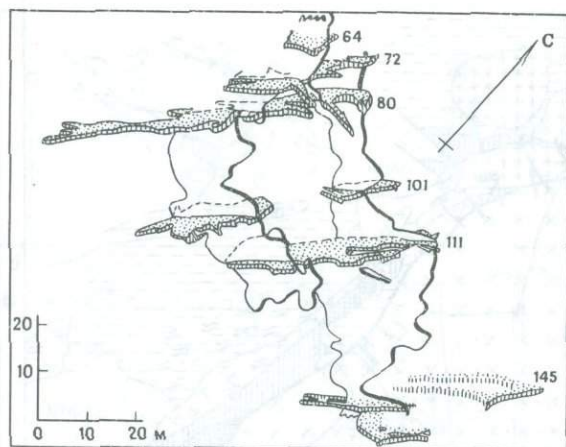


Рис. 9. Рудник Марньяк, участок 132: вертикальное и горизонтальное сечение рудного столба в слюдяных эписенитах [25].

Другие урановорудные районы, связанные с лейкогранитами. С точки зрения запасов урана наиболее важным урановорудным районом Франции, относимым к этому типу, является

район Вандеи. Как показано на рис. 11, месторождения этого района обнаруживают менее тесную связь с гранитами. Основная масса ресурсов сосредоточена в гранитах, вблизи их контакта, однако оруденение встречается и в метаморфических вмещающих породах также вблизи контакта, напоминая месторождения иберийского типа, охарактеризованные в этой статье несколько позже. Меньшим по размерам, но экономически весьма важным является рудный район Крёз (северный Лимузен). Восточнее «Угленосной борозды» урановое оруденение в слюдястых эписенитах разрабатывается в районе Лангонь. Одна из рудных залежей здесь значительна по размерам и имеет своеобразную форму (рис. 12).

За пределами Франции к этому типу принадлежат месторождения Крункельбах—Менценшванд в южной части Шварцвальда в ФРГ.

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МЕНЕЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГРАНИТАХ. Этот тип месторождений в герцинских структурах Европы менее распространен. Однако наиболее значитель-

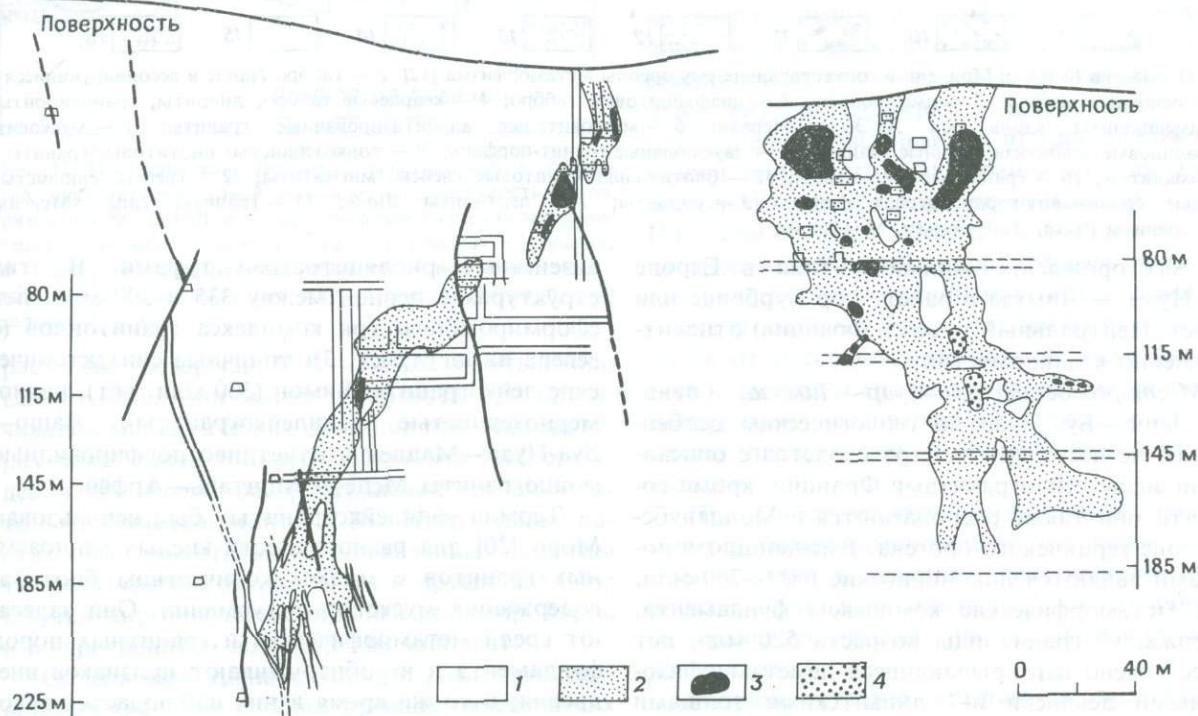


Рис. 10. Поперечный разрез минерализованных эписенитов на руднике Марньяк-2 и на участке 132 рудника Марньяк [32]. 1 — лейкограниты; 2 — оруденелые эписениты; 3 — богатые руды; 4 — полевошпатовые эписениты.

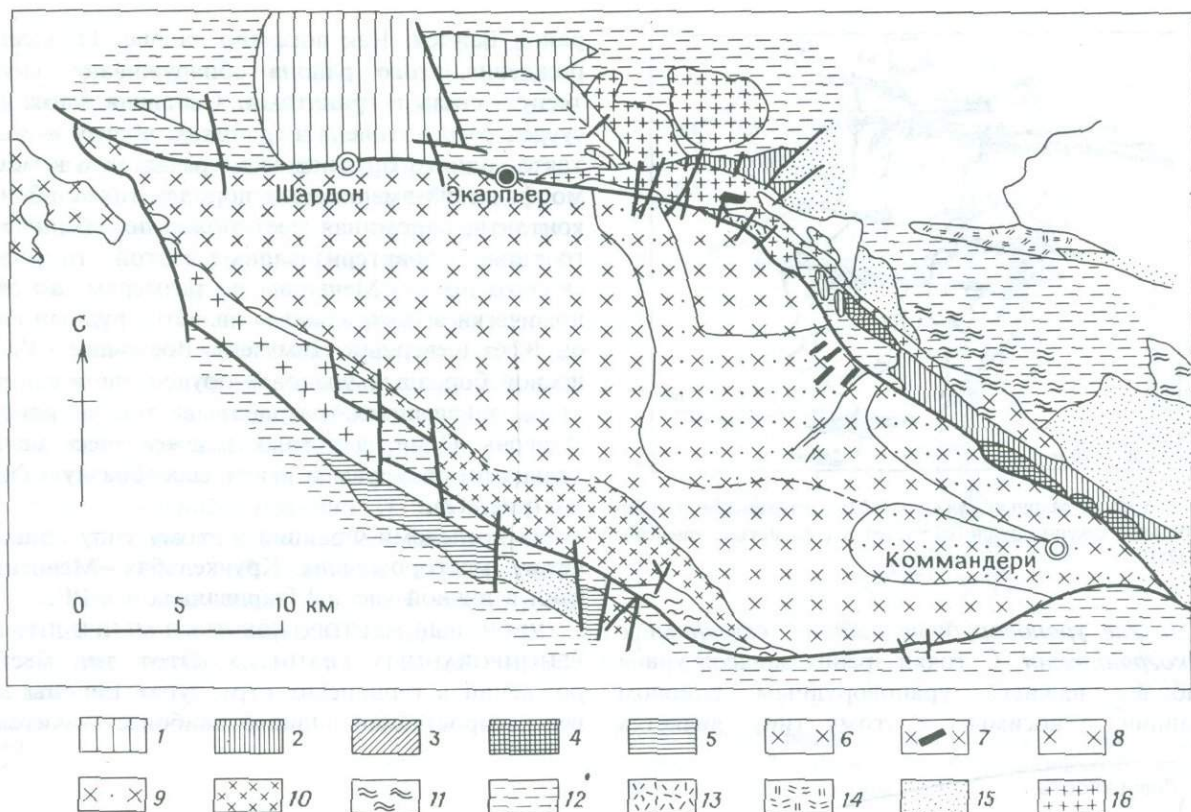


Рис. 11. Массив Клиссон-Мортань и сопутствующие ему ореолы метаморфизма [12]. 1 — габбро Палле и ассоциирующиеся с ними основные породы; 2 — амфиболиты; 3 — диафторитовые габбро; 4 — кварцевые габбро, диориты, гранодиориты; 5 — амфиболиты вдоль оси Ле-Эсар—Мерван; 6 — мусковитовые альбитизированные граниты; 7 — мусковит-турмалиновые альбитизированные граниты; 8 — двуслюдяные гранит-порфиры; 9 — тонкозернистые биотитовые граниты с силлиманитом; 10 — гранитные мигматиты; 11 — биотит-силлиманитовые гнейсы, мигматиты; 12 — гнейсы, слюдяные сланцы; силлиманит-кордиеритовая фация; 13 — риолиты; 14 — лептиниты¹ Шоле; 15 — граниты типа «Мулен»; 16 — граниты Руссе, Ла-Ренодьер, Монфокон.

ное месторождение жильного типа в Европе Буа-Нуар — Лимуза в районе гор Бурбонне или Форез (Центральный массив, Франция) относится именно к данному типу.

Месторождение Буа-Нуар—Лимуза. Граниты Лашо—Буа-Нуар по геологическим особенностям не несут других черт сходства с описанными выше лейкогранитами Франции, кроме того, что они также располагаются в Молданубской зоне герцинского орогена. Вмещающими породами являются докембрийские (600—700 млн. лет) метаморфические комплексы фундамента, содержащие гранитоиды возраста 520 млн. лет и несогласно перекрывающиеся неметаморфизованными девонскими—динантскими толщами сланцев и песчаников, завершающимися верхне-

визейскими риодацитовыми туфами. В этих структурах в период между 335 и 300 млн. лет сформировались три комплекса гранитоидов (с севера на юг) (рис. 13): типичные синтетектонические лейкограниты Вимон (300 млн. лет), равномернозернистые «эпилейкограниты» Лашо—Буа-Нуар—Мадлен и отчетливо порфировидные монцограниты Мейе-де-Монтань—Арфэй.

Термин «эпилейкограниты» был использован Моро [30] для разновидности кислых глиноземных гранитов с малым количеством биотита, содержащих мусковит и турмалин. Они залегают среди метаморфических и гранитных пород фундамента и не обнаруживают признаков внедрения; в то же время в них наблюдается некоторая петрохимическая зональность по воз-

¹ Принятое во французской геологической литературе название гранулитов. — Прим.перев.

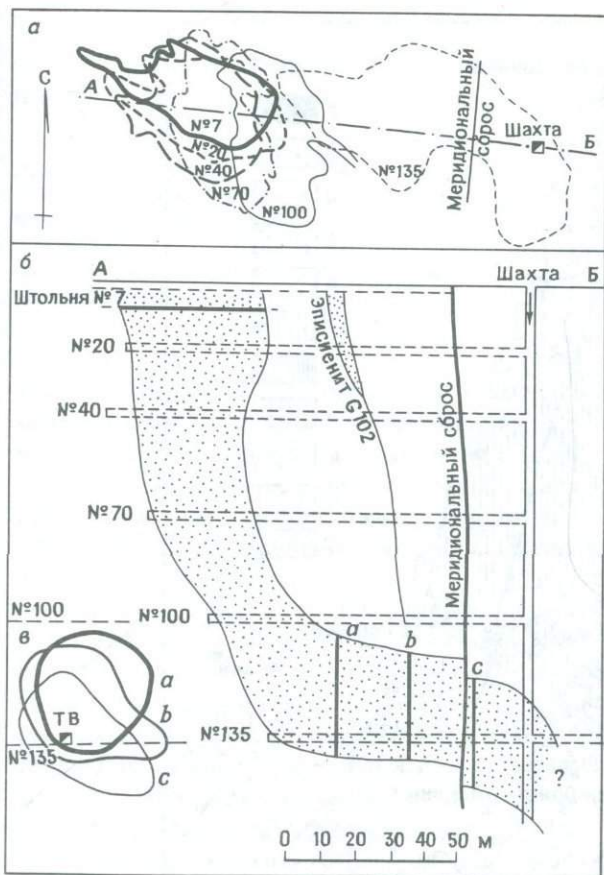


Рис. 12. Месторождение Ле-Пьер-Плантэ (Лозер): морфология эписиеенитовой рудной залежи между поверхностью и горизонтом № 135 [10]. *a* — горизонтальные сечения эписиеенитовой рудной залежи на различных уровнях; *б* — продольный разрез эписиеенитовой рудной залежи по линии АБ; *в* — вертикальные сечения эписиеенитовой рудной залежи: *a*, *в* и *с*.

растанию содержания Si—Na—K и убыванию Ca—Fe—Mg. Они могли возникнуть при просачивании магматических флюидов при температурах ниже точки солидуса. Урановые месторождения в своем распространении ограничены только эпилейкогранитами Буа-Нуар, однако достаточно значительные проявления известны также в массиве Лашо. И те и другие граниты секутся многочисленными дайками лампрофиров и микрогранитов возраста 316 млн. лет.

Содержания урана и тория в различных герцинских гранитах и более древних палеозойских породах приведены в табл. 2 [30].

Сравнивая приведенные данные с данными по Лимузене, можно отметить следующие осо-

бенности: 1) при содержаниях урана в гранитах, существенно превышающих средние для данного типа пород, они оказываются все же значительно ниже тех, что имеются в Лимузене; 2) так как содержания тория здесь, напротив, выше, то отношения Th/U значительно превышает средние для земной коры (за исключением лейкогранитов Вимон); 3) близкие значения для урана и более высокие для тория отмечаются для риолитов, что обуславливает более высокие отношения Th/U.

Основная масса урана в гранитах содержится в слюдах и тяжелых минералах. Главный урановый минерал — уранинит, содержащий 3—15% Th.

На месторождении Буа-Нуар, ныне отрабатанном, добыто 7 тыс. т урана. Его протяженность составляла 1500 м; оно отрабатано до глубины 400 м, а разведано бурением до 520 м. Как видно из рис. 14, месторождение связано с серией трещин в основном северо-западного простирания, вдоль которых развивается штокверк юго-восточнее шахты P3 между системой BN6, или *filon toit* (жилой висячего бока), падающей на северо-восток под углом 70°, и системой *filon mug* (жилой лежачего бока), падающей на северо-восток под углом 65°. Основные простирания внутри штокверка — широтные.

Оруденение развивается: а) в виде прожилков и жил широтного простирания мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Наиболее богатый штокверк располагается между уровнями 80 и 40 м, простираясь вплоть до поверхности; б) в трещинных системах жил висячего и лежачего боков, где жилы имеют мощность от нескольких метров до нескольких десятков метров и сложены урановыми чернями и минералами шестивалентного урана в жильной массе, представленной яшмой и полосчатым кварцем.

При существенном преобладании урановой минерализации химический состав жил и рудные минеральные ассоциации здесь весьма разнообразны. Жильные минералы, главным образом минералы кремнезема, присутствуют в большом количестве.

Раннюю стадию оруденения представляет урановая смолка, ассоциирующаяся с гребенчатым кварцем и сопровождающаяся пиритом, марказитом и лёллингитом. Затем отлагалась

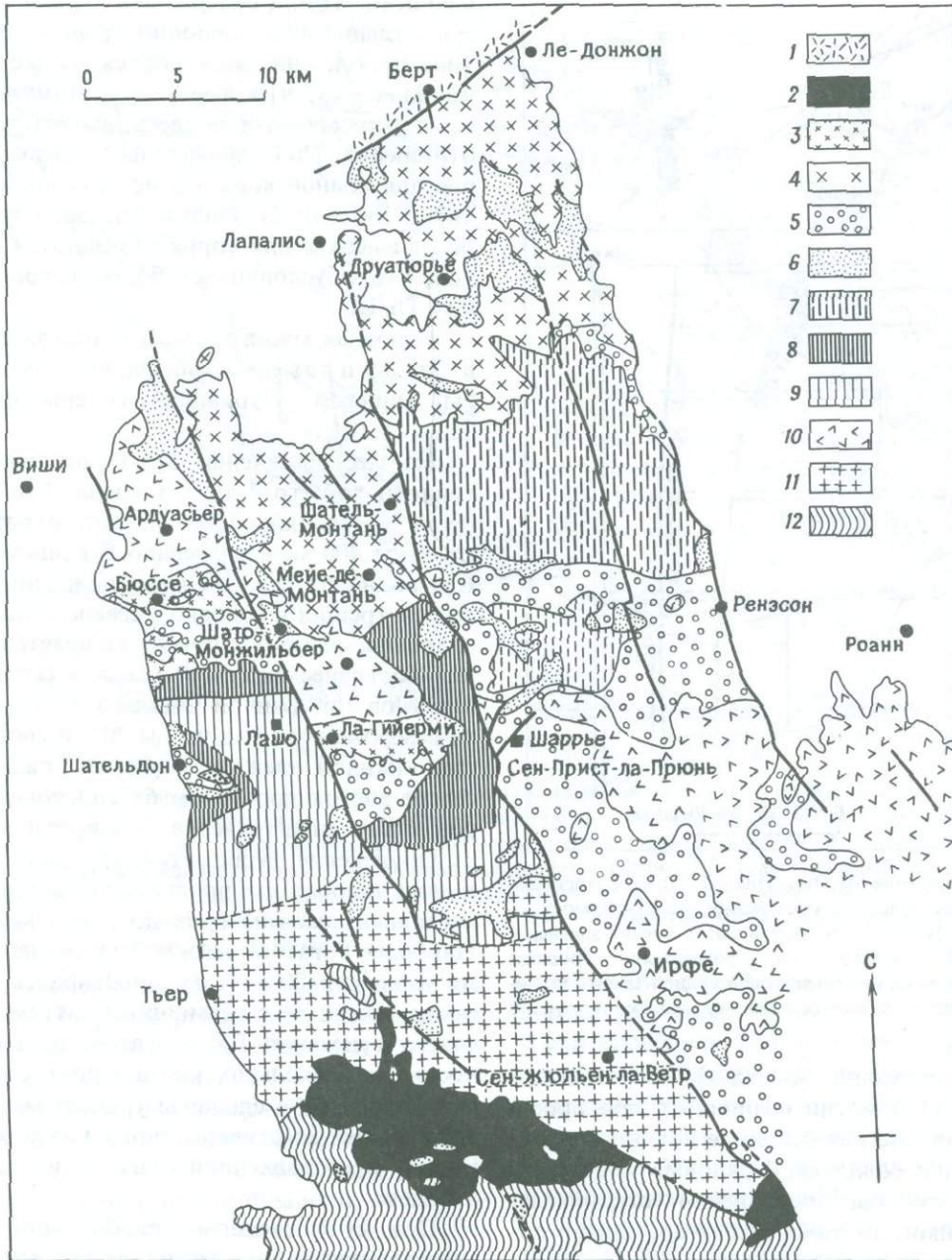


Рис. 13. Схематическая геологическая карта гор Бурбонне [14]. 1 — пермские осадочные породы; 2 — двуслюдяные граниты Вимон; 3 — граниты Бюссе и Ла-Гийерми; 4 — граниты Мейе — Арфёй — Друагюрё; 5 — покров порфириновых микрогранитов; 6 — тонкозернистые граниты; 7 — граниты Мадлен; 8,9 — северные и южные фации гранитов Лашо — Буа-Нуар соответственно; 10 — осадочные породы девона и визе; 11 — граниты Сен-Жюльен-ла-Ветр, южные фации гранитов Буа-Нуар; 12 — метаморфический фундамент. Северо-западнее Сен-Прист-ла-Прюнь находится месторождение Буа-Нуар—Лимуза.

основная масса гематитизированного халцедона, происходили дробление ранее отложенной урановой смолки и частичная переработка ее в коф-

финит. Эта стадия характеризуется также образованием галенита, флюорита и халькопирита. В следующие стадии возникали новые генерации

Таблица 2

Породы	U, млн ⁻¹	Th, млн ⁻¹	Th/U
Лейкограниты Вимон	8,4	11,6	0,7
Эпилейкограниты Буа-Нуар	7,4—11,9	32—33	3—4
Монцограниты Мейе-де-Монтань	9,7	38,6	4
Верхневизейские риолиты	6—7	40	4—6
Нижневизейские сланцы	2—2,5	6—12	3—5

тех же сульфидов в ассоциации с карбонатами; позднее отлагался кристаллический кварц с новой порцией сульфидов, в том числе с висмутином (и самородным висмутом). В конечную стадию за счет преобразования первичных руд сформировались урановые черни и минералы шестивалентного урана.

Следует подчеркнуть для рудных жил месторождений этого типа обилие жильных минералов, в основном гематитизированного халцедона, чередующегося с кристаллическим, гребенчатым кварцем, нередко дымчатым, что не характерно для рудных залежей в лейкогранитах, где жильные минералы очень скудны и жилы выглядят просто как зоны дробления в гранитах.

Согласно Кюнею [14], граниты Буа-Нуар возникли в результате анатексиса обогащенных U и Th осадков в условиях, отвечающих примерно гранулитовой фации метаморфизма (800 °С, слабое парциальное давление пара, присутствие CO₂). При изменении остаточными магматическими флюидами породообразующих и главным образом аксессуарных минералов происходила мобилизация содержащегося в них урана. Ставшие таким образом ураноносными, флюиды затем мигрировали и отлагали уран; одновременно происходило изменение пород с образованием кварца и мусковита. Тепловое воздействие продолжалось со времени интрузии гранитов (335 млн. лет) до внедрения кварцевых порфиров (270 млн. лет) и порождало гидротермальные конвекционные ячейки. Смещение вод, возможно, метеорного происхождения с поступающей из глубин CO₂ стимулировало растворение уранинита и дальнейший переход урана в уранил-карбонатные комплексы; в случае приоткрывания широтных зон брекчий в трещинах циркулировал H₂S. При падении давления высвобождал-

ся CO₂ и происходило окисление сульфидов, приводившее к восстановлению уранила и соответственно осаждению урановой смолки, пирита и марказита (между 77 и 100 °С). Отложение урановой смолки продолжалось некоторое время при постоянном изменении температуры, а также состава растворов. При этом урановая смолка переходила в коффинит. Последняя стадия — выветривание — связывается с олигоценовыми тектоническими движениями, с которыми обусловлено формирование *per descendum* поверхностных урановых черней и окрашенных урановых минералов.

Другие районы. Как уже отмечалось, этот тип месторождений, по-видимому, играет в Европе менее важную роль, чем месторождения, связанные с лейкогранитами. Тем не менее имеется ряд районов, сходных с Буа-Нуар. Это прежде всего районы Иберийской Месеты, месторождения которой часто относят к иберийскому типу, описанному ниже.

Наиболее значительными (примерно 1000 т U) из месторождений этого типа на Пиренейском полуострове являются хорошо известная Уржейриса и соседнее с ней месторождение Кунья-Байша в провинции Бейра-Алта в Португалии. В Испании месторождение Лос-Ратонес в районе Касерес имеет близкие масштабы. Месторождение же Виллар-де-Пералонсо в районе Сьюдад-Родриго в два раза меньше, а еще более мелким является месторождение Ла-Вирген в



Рис. 14. План месторождения Буа-Нуар для горизонта 240: система жил Лимуза [16].

районе Андухар, отличающееся высоким содержанием меди.

УРАНОВОРУДНЫЕ РАЙОНЫ В СЛАНЦАХ ПРИКОНТАКТОВЫХ ЗОН ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ (ИБЕРИЙСКИЙ ТИП). В Европе наиболее благоприятной областью проявления месторождений такого типа, по-видимому, является внешняя зона, непосредственно обрамляющая внутреннюю зону герцинского орогена, которая характеризуется наиболее интенсивным метаморфизмом и гранитизацией. В случае Пиренейского полуострова эти месторождения незакономерно располагаются в пределах подзоны (б) Центрально-Иберийской зоны (рис. 1). В Чехословакии, однако, районы Пршибрам и Яхимов принадлежат Молданубской зоне, хотя относятся к этому же типу месторождений.

Перигранитные месторождения в районах Сьюдад-Родриго в Испании и Низа—Порталегри в Португалии. Этот тип месторождений часто встречается в пределах Иберийской Месеты (или Иберийского герцинского массива), но разведанные промышленные месторождения известны только в районах Низа—Порталегри и главным образом — Сьюдад-Родриго (рис. 15). Месторождения этого типа приурочены к экзо-контактовому метаморфическому ореолу герцинских гранитов, прорывающих нижнепротерозойские сланцы, мало измененные региональным метаморфизмом. Где бы ни наблюдались эти отложения, в отдельных горизонтах в них всегда присутствует в избытке органическое вещество, в основном превращенное в графит, по крайней мере в пределах контактово-метаморфического ореола. Последний имеет примерно 1 км в ширину и представлен роговиками, а также андалузит-кордиеритовыми сланцами, содержащими порфиروبластические стяжения серицита и мусковита, а местами хлорита, биотита, кварца и графита.

К гранитам, обусловившим эти контактовые изменения, часто приурочены интрагранитные месторождения урана жильного типа. Масштаб этих месторождений может быть либо промышленным, либо более незначительным, однако повышенные концентрации урана в приконтактовых ореолах устанавливаются всегда. В частности, вблизи месторождений Виллар-де-Пералонсо (район Сьюдад-Родриго), Тарабо, Палейрос-де-Толоза (района Низа) и, разумеет-

ся, вблизи Уржейрисы и Куньи-Байши в провинции Бейра-Алта, вдоль южного контакта (район Синде—Ацере) известно обширное по масштабам низкосортное урановое оруденение в сланцах. Эти месторождения представлены тремя типами проявлений:

а) в непосредственной близости от гранитного контакта в полосе шириной 1000—1500 м; сам контакт весьма часто осложнен ортогональной системой сбросов, и изолированные блоки сланцев оказываются «втянутыми» в граниты, в связи с чем создаются благоприятные участки для появления крупных урановых концентраций. Такая ситуация типична для месторождений Аламенда, Эсперанса и Каридад в районе Сьюдад-Родриго в Испании и для района Низа в Португалии (рис. 16);

б) в провесах кровли сланцев в гранитном массиве, где рудные залежи характеризуются жильной морфологией. Это особенно справедливо для месторождения Сеньора-дас-Фонтес в северной части района Гуарда (рис. 15), на котором добыто 90 т U до глубины около 100 м;

в) между серией выходов гранитов, на сравнительно значительном (несколько километров) удалении от них по горизонтали, как это наблюдается на хорошо известном месторождении Испании — Фе (рис. 17). Это месторождение располагается в области развития фаций роговиков, свидетельствующих о наличии гранитов на глубине.

Во всех этих месторождениях урановые минералы импрегнируют зоны трещиноватости или любые неоднородности в пределах сланцевой толщи, т. е. участки, обладающие достаточной проницаемостью для циркуляции растворов. Таковы, по крайней мере, наблюдения выше уровня подземных вод; ниже этого уровня разведочные работы проводятся в малых объемах, в связи с чем информация недостаточно достоверна. Известные в настоящее время подготовленные к эксплуатации ресурсы почти полностью располагаются в зоне окисления, в интервале 15—25 м от поверхности. В районе Сьюдад-Родриго, а также в районе Низа проведено более глубокое бурение до горизонтов 100 и 200 м от поверхности; в нескольких скважинах подсечены крутые прожилки урановой смолки.

Основная масса запасов в этих месторождениях представлена минералами шестивалентного

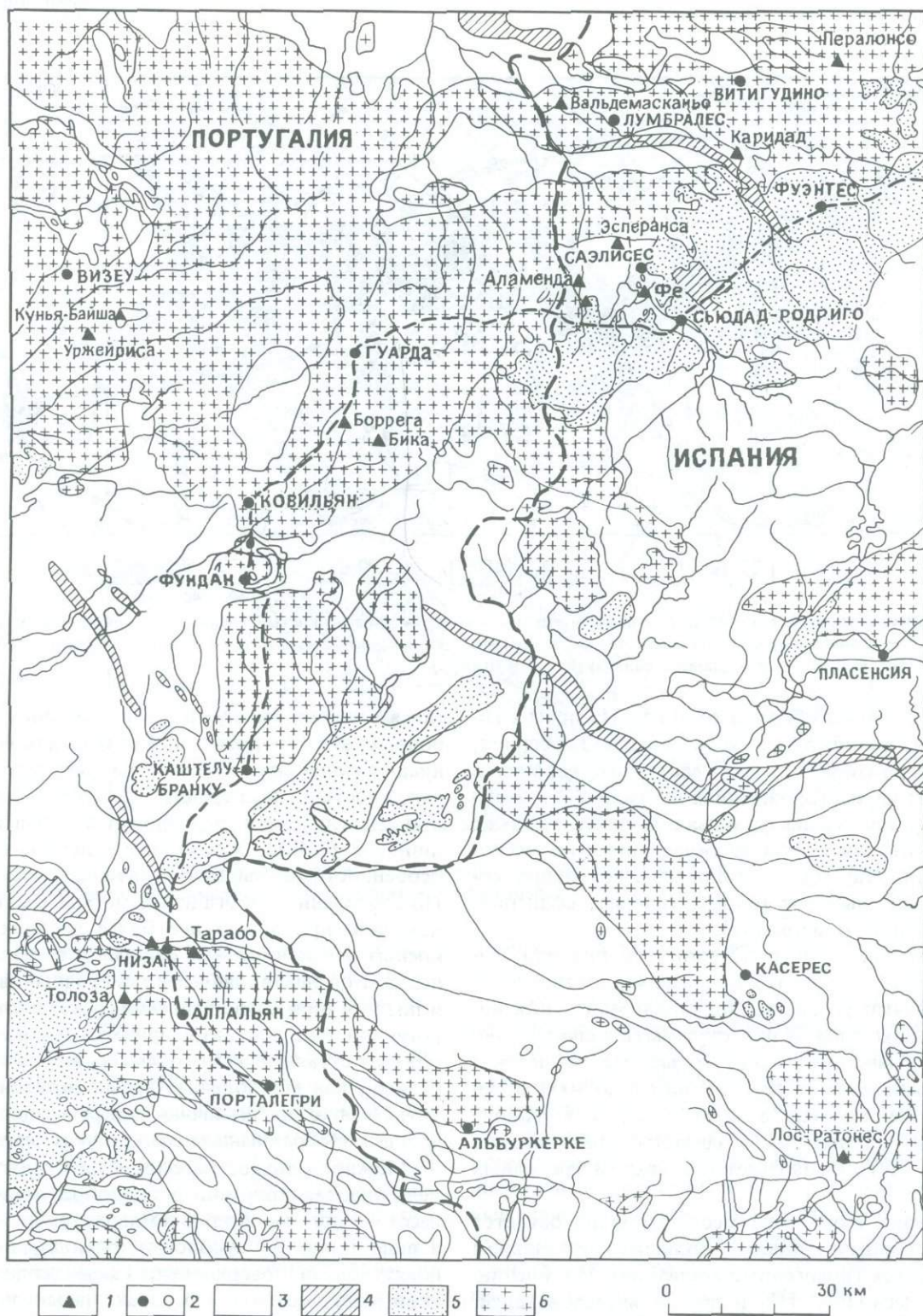


Рис. 15. Перигранитные месторождения в районах Сьюдад-Родриго и Низа—Порталегри [32]. 1 — месторождения урана; 2 — города; 3 — доордовикские кристаллические сланцы и граувакки; 4 — формации ордовика и силура; 5 — кайнозойский чехол (в том числе четвертичный); 6 — гранитоиды.

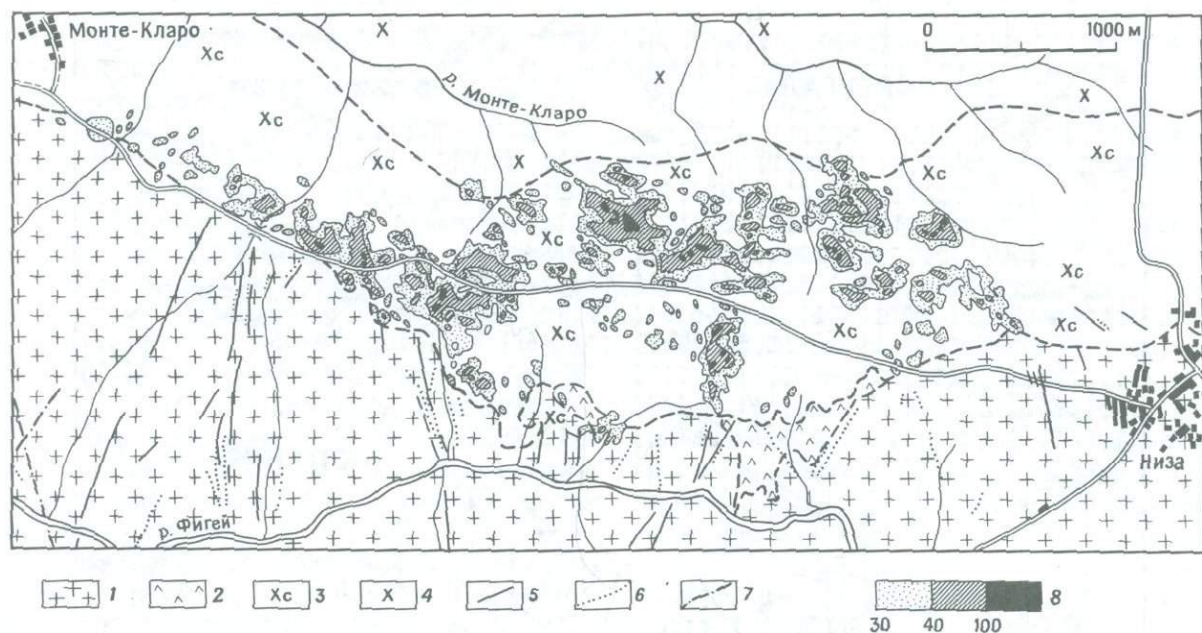


Рис. 16. Месторождение Низа [32]. 1 — порфировые граниты; 2 — тонкозернистые граниты; 3 — роговики и пятнистые сланцы; 4 — комплекс кристаллических сланцев и граувакк; 5 — кварцевые жилы; 6 — сбросы и зоны расщелачивания; 7 — пегматитовые жилы; 8 — уровень радиоактивности (имп./с).

урана, главным образом отенита. Из других гипергенных минералов встречаются торбернит, янтинит, казолит, салеит, сабугалит, корациит и гуммит; на месторождениях Fe (зона D) и Эсперанса установлены урановая смолка, а также коффинит; последний встречен также на месторождении Кариад. Установлены небольшие количества сульфидов (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и марказит).

Этот тип месторождений, как правило, характеризуется достаточно низкими средними содержаниями урана (порядка 1000 млн^{-1} или ниже), однако запасы их могут быть значительными. На месторождении Низа, где оруденение прослеживается на расстоянии около 4000 м, запасы оцениваются в 2000 т U, а в районе Сьюдад-Родриго они в несколько раз больше, однако часть их залегает под чехлом третичных пород.

Генезис этого типа месторождений остается дискуссионным, однако большим признанием пользуются гипергенные концепции. По мнению Фернандеса-Поло [17] и других исследователей, выщелачивание урана происходило при выветривании и эрозии соседних гранитов в течение всего кайнозоя. Высвободившийся уран затем отла-

гался в понижениях рельефа или в зонах брекчирования вблизи гранитов, в результате чего возникли гипергенные концентрации с малой протяженностью на глубину. Позднее Моро [30] при изучении месторождения Спокан в шт. Вашингтон (США), характеризующегося теми же особенностями, выдвинул интересную гипотезу. По его мнению, обогащение магмы ураном происходило при анатексисе более древних ураноносных осадков (черных сланцев и т. д.). В дальнейшем он накапливался в остаточных флюидах и позднее (при спаде давления) осаждался в гетерогенной зоне контакта, при этом уран ассоциировался с такими высокотемпературными минералами, как молибденит, арсенопирит и магнетит. Позднее эта первичная минерализация переотлагалась с образованием современных рудных тел.

Можно, однако, рассмотреть и другую модель участия интрузии в рудообразующем процессе — подъем высокотемпературных изотерм в виде тепловых куполов в «холодную» обстановку вблизи поверхности. Такие тепловые потоки могут создать в осадках, насыщенных метеорными водами, конвекционные ячейки, в пределах которых уран будет выщелачиваться из пород типа черных сланцев и концентриро-

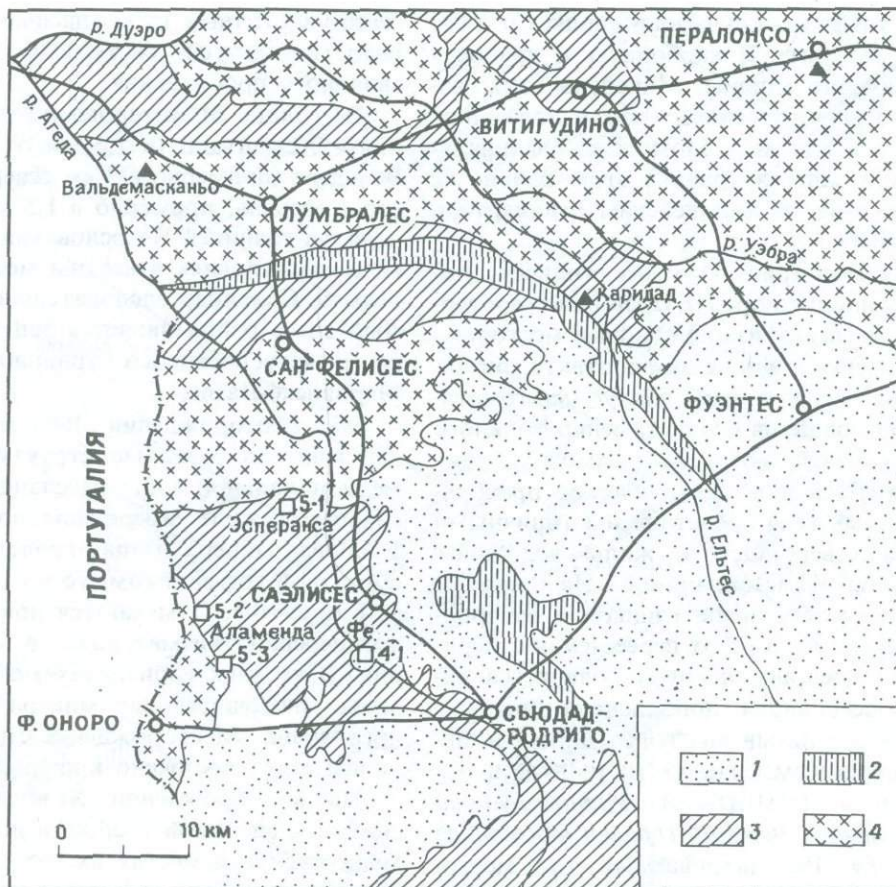


Рис. 17. Главные урановые месторождения района Саламанка [32]. 1 — кайнозойские (включая четвертичные) отложения; 2 — силур — ордовик; 3 — метаморфизованные породы; 4 — гранитоиды.

ваться в благоприятных зонах: трещинах и других нарушениях. Можно представить себе наложение подобных условий на ситуацию, предполагаемую Моро [30].

Генетическая модель может сыграть большую роль в выявлении дополнительных ресурсов урана в этих месторождениях. Простые расчеты показывают, что если прожилки чистой урановой смолки мощностью 1 см будут встречаться в породе через каждые 20 м, то содержание урана на всю массу породы составит в среднем 0,1%, что отвечает концентрации его в добывающихся ныне окисленных рудах. Таким образом, установленные в настоящее время запасы могут быть в несколько раз увеличены при прослеживании оруденения на глубину. В этой связи широкое научное изучение подобного типа ме-

сторождений представляется чрезвычайно желательным.

Другие месторождения этого типа. В Европе наиболее интересные месторождения данного типа установлены в Чехословакии. Самым похожим на них является Пршибрам (рис. 1), где оруденение локализуется в экзоконтактовом ореоле, развивающемся в эокембрийских сланцах, превращенных в биотитовые и биотит-кордиеритовые роговики и андалузит-кордиеритовые кристаллические сланцы. На этой площади трещиноватость развита слабо, поэтому оруденение характеризуется значительной выдержанностью на глубину и широким развитием первичной минерализации. Кроме того, парагенетические ассоциации здесь более разнообразны и включают три фазы рудоотложения: 1) карбона-

ты, кварц, сульфиды и сульфоарсениды Со и Ni, сфалерит и галенит; 2) карбонаты и урановая смолка; 3) кальцит и пирит. Минералы этих различных фаз могут встречаться как в отдельных жилах, так и в одном рудном теле. Официальных данных о запасах урана в этом районе не имеется, но, судя по европейским стандартам, они значительны.

Район Яхимов (рис. 1) менее типичен, поскольку вмещающие породы здесь ранее претерпели общий метаморфизм. Урановые месторождения локализуются в зоне экзоконтакта, развивающейся по метаосадкам вокруг «автометаморфических» гранитов позднекаменноугольного или раннепермского возраста (возможно, претерпевших интенсивное дейтерическое преобразование). Рудные тела представлены типичными жилами. На северо-востоке жилы включают Ni—Со—Vi—Ag—U-ассоциацию. На северо-западе трещины заполнены глиной и окварцованными брекчиями, а на их пересечении с меридиональными трещинами снова появляется пятиметалльная ассоциация, дополненная цинком.

УРАНОВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ, НЕ ИМЕЮЩИЕ ВИДИМОЙ СВЯЗИ С ГРАНИТАМИ. *Урановорудный район Тиршенрёт, Верхний Пфальц (восточная Бавария, ФРГ)*. Рассматриваемый тип месторождений большей частью игнорировался до последнего времени, однако недавно в восточной Баварии были открыты и ныне изучаются рудопроявления, по нашему мнению, относящиеся именно к этому типу. Район Тиршенрёт, Верхний Пфальц, располагается в Саксо-Тюрингенской зоне на восточной окраине Чешского массива, вблизи границы Молданубской зоны. Район сложен позднекембрийскими и кембрийскими отложениями, среди которых с севера на юг выделяются (рис. 18): а) кембрийские, полого залегающие «блестящие» сланцы; б) докембрийские биотит-силлиманитовые кристаллические сланцы, прорванные ассинтскими гранодиоритами; в) слюдястые сланцы; г) кордиерит-силлиманитовые гнейсы, переслаивающиеся с гранитогнейсами и амфиболитами; д) кордиеритовые гнейсы. Толщи в), г) и д) прорваны вытянутым в северо-западном направлении массивом молданубских гранитов, секущих генеральные северо-восточные простирания, обычные для этого региона. Ранние восточно-

северо-восточные субсогласные зоны трещиноватости секутся системами трещин северо-западного простирания.

В толще б) установлено два месторождения— Хээнштайн (в 1,5 км от Поппенрётта) и Вельдель (примерно в 2 км севернее Меринга). В свою очередь, примерно в 1,5 км севернее Вельделя, за границей Чехословакии, в тех же геологических условиях известны месторождения Дилень и Слатина; следовательно, рассматриваемый здесь район является западным продолжением чехословацкого урановорудного района Марианске-Лазне.

На месторождении Вельдель установлены две минерализованные структуры: одна вдоль меридиональной зоны расщеливания, другая в кварцевой жиле северо-западного простирания. Урановая минерализация представлена урановой смолкой и коффинитом, тесно ассоциирующимися с пиритом. Отмечаются признаки значительной переработки материала в зоне восстановления. В верхних горизонтах месторождения развиты многочисленные минералы шестивалентного урана. Месторождение Дилень также, по видимому, приурочено к кварцевой жиле.

На месторождении Хээнштайн оруденение связано с системой трещин и локализуется преимущественно в местах их пересечений. Главный рудный минерал — урановая смолка (с коффинитом). Отмечается также существенное переотложение материала. На данной стадии исследования преждевременно высказывать суждения о генезисе этих месторождений; необходимы дополнительные информация и дополнительные научные исследования. Мы надеемся, что новые данные по этой интересной площади будут скоро получены, поскольку работы здесь продолжаются и урановое оруденение открыто в других районах восточной части Чешского массива.

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СТЕФАНСКИХ ОСАДКАХ. Урановые месторождения, связанные с осадочными породами, весьма многочисленны и разнообразны не только по типу и условиям локализации, но и по возрасту вмещающих пород. Они установлены в Европе в целом ряде мест, например в районе Ранстад (Швеция) — в кембрийских углеродистых сланцах, в районе Мюлленбах (ФРГ) — в стефанских песчаниках и углеродистых алевролитах, в районе Лодев (Франция) — в пермских сланцах и алевролитах,

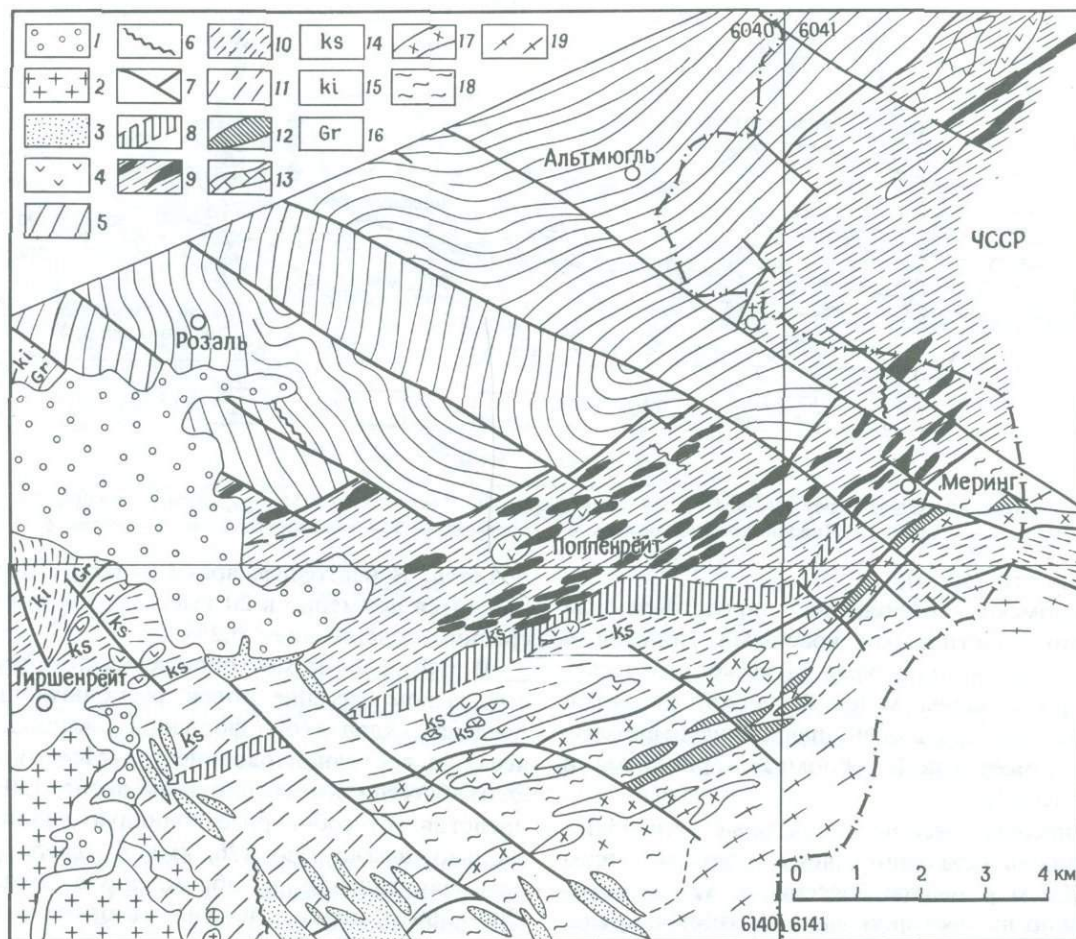


Рис. 18. Геолого-тектоническая схема района сочленения Саксо-Тюрингенской и Молданубской зон [42]. 1 — третичные отложения; 2 — граниты массива Фалькенбергер; 3 — «молданубские» граниты; 4 — редвитуит; 5 — кембрийские слюдяные сланцы; 6 — кварцевые жилы; 7 — сбросы; 8 — диафториты, филлониты¹; 9 — ассинтские гранодиориты; 10 — биотитовые и силлиманитовые докембрийские слюдяные сланцы; 11 — мусковитовые и биотитовые гнейсы; 12 — амфиболиты; 13 — мраморы; 14 — роговики; 15 — кремнистые сланцы; 16 — графитистые породы; 17 — гранитогнейсы; 18 — кордиеритовые и силлиманитовые гнейсы, ассоциирующиеся с диафторитовыми породами; 19 — кордиеритовые и силлиманитовые гнейсы.

а также во многих других местах в песчаниках различного возраста — от пермского до третичного.

Месторождение Мюлленбах, Баден-Вюртемберг (ФРГ). Это месторождение расположено в небольшом карбон-триасовом бассейне Баден-Баден, который является частью карбон-триасовой впадины Ос—Залле (180 км²) на северной окраине варисцийского массива Шварц-

вальд. Здесь на гранитном фундаменте (двух-слюдные граниты Форбах, 293 ± 2 млн. лет; рис. 19) залегают следующие образования:

1) достаточно грубозернистые светлые аркозы с прослоями конгломератов (галька гранитов, кварца и риолитов) и тонкозернистые осадки (серовато-черные алевролиты и песчаники, обогащенные углеродистым веществом) верхне-карбонového (стефанского) возраста (минималь-

¹ Филлитовый милонит, в котором филлитизация произошла в результате милонитизации; в большинстве случаев диафторитовая порода. — Прим.перев.

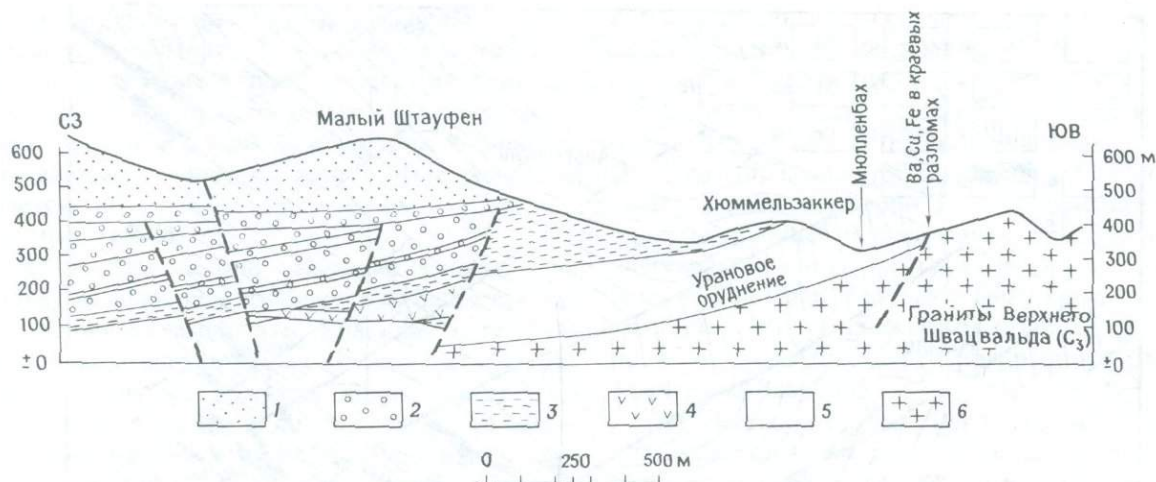


Рис. 19. Геологический разрез через юго-восточный фланг бассейна Лихтенталер [15]. 1 — Бунтзандштейн¹; 2 — Верхний красный лежень; 3 — Средний и Нижний красный лежень; 4 — порфириды; 5 — каменноугольные отложения; 6 — граниты.

ная мощность 250 м);

2) пермские отложения, представленные отэнскими пластичными красными глинами с редкими серыми прослоями (в несколько десятков метров), затем мощной пачкой риолитов (около 150 м) и, наконец, пачкой некомпетентных конгломератов (с обломками риолитов и красных глин);

3) триасовые бесполовошпатовые песчаники.

Мощность осадочного чехла достигает примерно 200 м в центре бассейна и 125 м непосредственно на месторождении. Урановое оруденение встречается главным образом в стефанских отложениях, особенно в богатых углеродистым веществом алевролитах и в линзах песчаников с глинистым цементом, также содержащих органическое вещество, и на контакте этих пород. Оруденение имеет вид согласных залежей или рассеянных стяжений; уран присутствует в форме урановой смолки, коффинита, отенита, торбернита, хейнрихита и уранофана.

Следует также упомянуть о месторождениях в углистых сланцах сходного возраста в районе Сент-Ипполит (департамент Верхний Рейн, Франция).

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОСАДКАХ. Месторождения ураново-рудного района Лодев (Эро)—Мас-Лавер и Мас-

д'Алари. В настоящее время запасы Лодев оцениваются примерно в 20 тыс. т урана в рудах со средним содержанием 0,2% U.

В этом районе месторождения локализуются в пермском бассейне Лодев, располагающемся в пределах складчатого форланда северных Пиренеев, на восточной окраине гор Монтань-Нуар. Этот бассейн имеет площадь около 150 км² и представляет собой розетковидную впадину, несколько вытянутую (26 км) в северо-восточном направлении и обрамленную невысоким (200—300 м) плато, сложенным юрскими известняками (рис. 20, 21).

Пермский чехол залегает несогласно на сланцевом докембрийском фундаменте, в составе которого присутствуют риолитовые туфы. Иногда пермские отложения перекрывают также кембрийские песчаники и доломиты. В районе Лодев они имеют мощность около 2000 м и состоят из 600—700 м отэнских осадков (в нижней трети — серых, в средней — серых и красных, в верхней — красных) и 1300 м полностью красных — саксонских, лежащих на породах отэна со слабым несогласием.

Пермские отложения, за исключением нескольких метров грубозернистых осадков в основании толщ (конгломератов и песчаников в основании отэнских отложений и микроконгло-

¹ 1—3 — стратиграфические подразделения нижней перми Центральной Европы: 1 — пестрые песчаники; 2 и 3 — в основном красные песчаники. — Прим.перев.

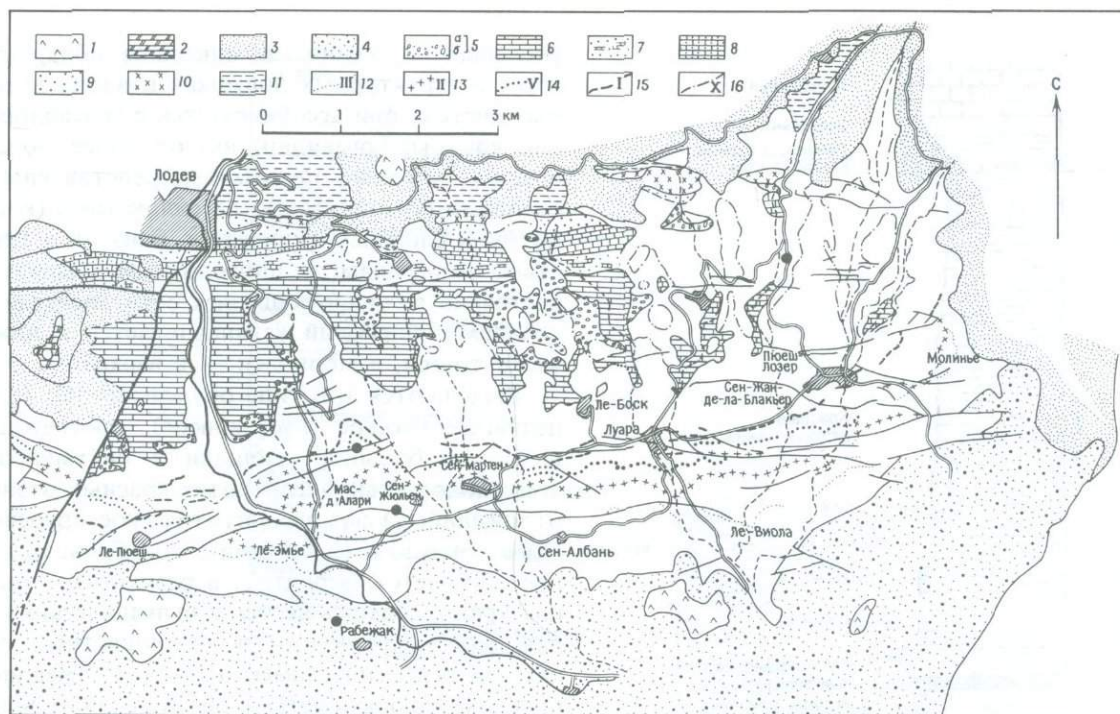


Рис. 20. Геологическая карта пермского бассейна Лодев [24]. 1 — базальты; 2 — рэт; 3 — триас; 4 — саксонские отложения; 5 — отэнские отложения (а — песчаники, б — конгломераты); 6 — кембрийские доломиты; 7 — кембрийские карбонатные сланцы; 8 — известняки с *Archaeocyathus*; 9 — песчаники Маркори; 10 — риолиты; 11 — нерасчленный докембрий; 12—16 — маркирующие горизонты (римская цифра обозначает номер горизонта).

мератов и песчаников в основании саксонских), представлены существенно тонкозернистыми породами. Отэнская толща в районе бассейна Лодев характеризуется особой тонкозернистостью (в основном это аркозовые алевролиты и карбонатные породы), циклическим осадконакоплением, выдержанностью слоев по латерали и присутствием сульфатов и бора. В отэнское время произошло резкое изменение условий осадконакопления от первоначально преобладающе засоленных до условий пойменных равнин с редкими прослоями, отвечающими засоленным фациям. В районе Лодев отэнские отложения состоят их ряда пачек (более 70) мощностью в несколько метров (рис. 22). Каждая пачка включает (снизу вверх): серые аркозовые алевролиты, в большинстве своем отвечающие паводковым фациям, и темные битуминозные тонкополосчатые алевролиты лагунного происхождения (присутствуют реликты сульфатов и каменной соли), иногда с горизонтами пепловых туфов. Эвапоритовый цикл заканчивается доломитами, затем

идут зеленые аргиллиты болотистых фаций и красные глинистые алевролиты пойменных отложений, включающие песчаные русловые образования [23, 24].

Саксонская толща начинается красными конгломератами, лежащими со слабым несогласием на отэнских отложениях. Выше она включает пачку глинистых песчаников (мощность около 100 м), которая перекрывается мощной монотонной пачкой красных лютитов¹.

В бассейне Лодев пермское время характеризовалось экваториальным климатом с периодической сменой сухих и влажных сезонов. Пермские осадки подверглись значительным диагенетическим преобразованиям, характеризующимся сильным уплотнением, которое сопровождалось растрескиванием на палеоповерхностях и в русловых отложениях, сепарацией щелочных элементов (с накоплением калия в серых фациях, а натрия в красных), исчезновением вулканическо-

¹ Глинистые породы, синоним пелитов. — Прим. перев.

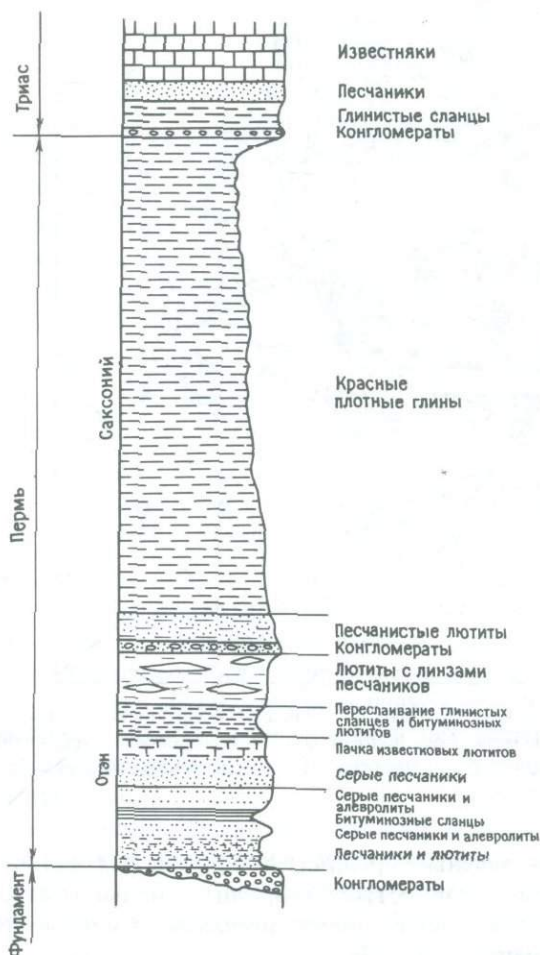


Рис. 21. Сводный разрез через бассейн Лодев.

го стекла, разрушением некоторых глин и появлением нефти в тонкополосчатых битуминозных алевролитах. В фазу меридионального растяжения наблюдались возрождение поздневарисских сбросов, контролировавших погружение бассейна, и превращение последнего в грабенообразную структуру. Наклон осадочных слоев по мере их накопления прогрессивно увеличивался (до 15—20 °Ю) [38]. Перед отложением триасовой толщи происходила неоднократная реактивация пермских сбросов в условиях растяжения. В эоцене имело место сжатие в меридиональном направлении, в результате которого возникли надвиги, обратные сбросы и складчатость вдоль более древних разрывов.

Наиболее значительное оруденение вблизи Мас-Лавер приурочено к серой пачке и пачке пе-

реслаивания. Урановые минералы обнаруживаются в структурных ловушках и вдоль дренажных систем; они ассоциируются с углеводородами, которые, очевидно, имеют более молодой возраст, чем само оруденение; представлены они оксидами (уранинитом) или силикатами (коффинитом и сложным силикатом, близким к глинистым минералам и циркониевым силикатам), постоянно ассоциирующимися с титановыми минералами; цирконий устанавливается в нижней части толщи, а молибден — в верхней.

Выделяются три типа оруденения [6]: 1) раннедиагенетическое (1% запасов), прослеживающееся на большой площади в битуминозных тонкополосчатых алевролитах красных отэнских отложений; 2) позднедиагенетическое оруденение (10% запасов) в ассоциации с молибденом, которое образуется, вероятно, в результате осаждения урана, содержащегося в вулканических стеклах, монтмориллоните и красноцветных осадках, вблизи синседиментационных трещин, в прослоях тонкослоистых битуминозных или серых аркозовых алевролитов, в контактах с зарождающейся нефтью; 3) эпигенетическое оруденение — наиболее масштабное и богатое, связанное с дотриасовыми зонами трещиноватости, которые наблюдаются в виде протяженных тонких поясов, а иногда развивающееся в виде скоплений вдоль сбросов.

Месторождения урановорудного района Серрийи (Алье). В настоящее время запасы месторождений этого района (Ломбр, Энесс) оцениваются примерно в 1500 т урана в рудах со средним содержанием до 1% U.

Месторождение Ломбр расположено на северной окраине Центрального массива и на западном крыле крупного бассейна Оманс (500 км²), в небольшом пермском бассейне Серрийи (50 км²) (рис. 23). Глинистые аллювиальные осадки этого бассейна лежат на гранитном основании. Они срезаются морскими толщами раннемезозойского возраста, относящимися к южному обрамлению Парижского бассейна (рис. 24). Вблизи Серрийи отэнские отложения включают (снизу вверх): конгломераты с аркозовым цементом (конгломераты Монт) мощностью 0—100 м; серый отэн (максимальная мощность 150 м), состоящий преимущественно из переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин и включающий два пласта, обогащенные орга-

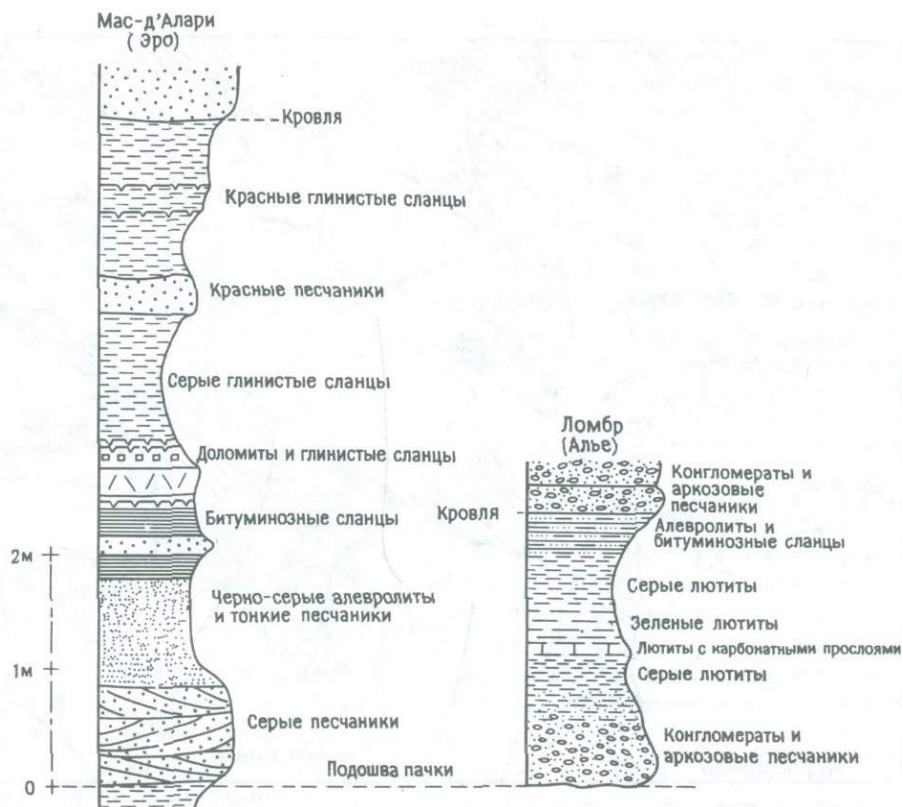


Рис. 22. Типы разрезов отэнских отложений в бассейне Лодев [23] и на месторождении Ломбр (неопубликованные материалы компании «Кожема»).

ническим материалом; верхний отэн, состоящий в основном из красных глин и каолиновых песчаников, напоминающих пепловые образования [9].

В бассейне Серийи отэнские отложения отличаются незрелостью и аркозовым составом, в бассейне Оманс они более зрелые и представлены в основном лютитами. Серые отэнские осадки, несущие урановое оруденение в бассейне Серийи, образовались за счет материала, привнесенного горными потоками в окраинные болота, окружавшие крупный (Оманс) бассейн в эпоху активных тектонических движений (рис. 25). Незрелый характер осадков обусловлен быстрой транспортной материальной и слабым проявлением процессов диагенеза. Глубина захоронения этих осадков едва ли превышала 200—300 м [6].

На месторождении Ломбр оруденение представлено линзообразными залежами и связано с меандрирующими речными руслами (рис. 25). Согласно Брюле и др. [6], зоны концентрации

урана располагаются вдоль кос в основании или кровле русловых отложений (главным образом на вогнутых косах, где песчаные отложения меандрирующего русла пререзают илистые окружающие осадки, обогащенные органическим веществом). Оруденение встречается в тонкозернистых осадках русловых отложений, обогащенных органическим веществом, но часто также оно прослеживается в песчаниках и конгломератах, содержащих сульфиды железа и органическое вещество (поступающее в процессе осадконакопления или при ранней переработке осадка). Высокие концентрации урана установлены также в грубых песчаниках среди карбонатных осадков и в прослоях зеленоватых лютитов, содержащих частицы органического вещества.

Тонкозернистые прослои, обогащенные органическим веществом, не содержат урана, если они располагаются достаточно далеко (в нескольких десятках метров) от речных русел. Оруденение представлено вкрапленностью ура-

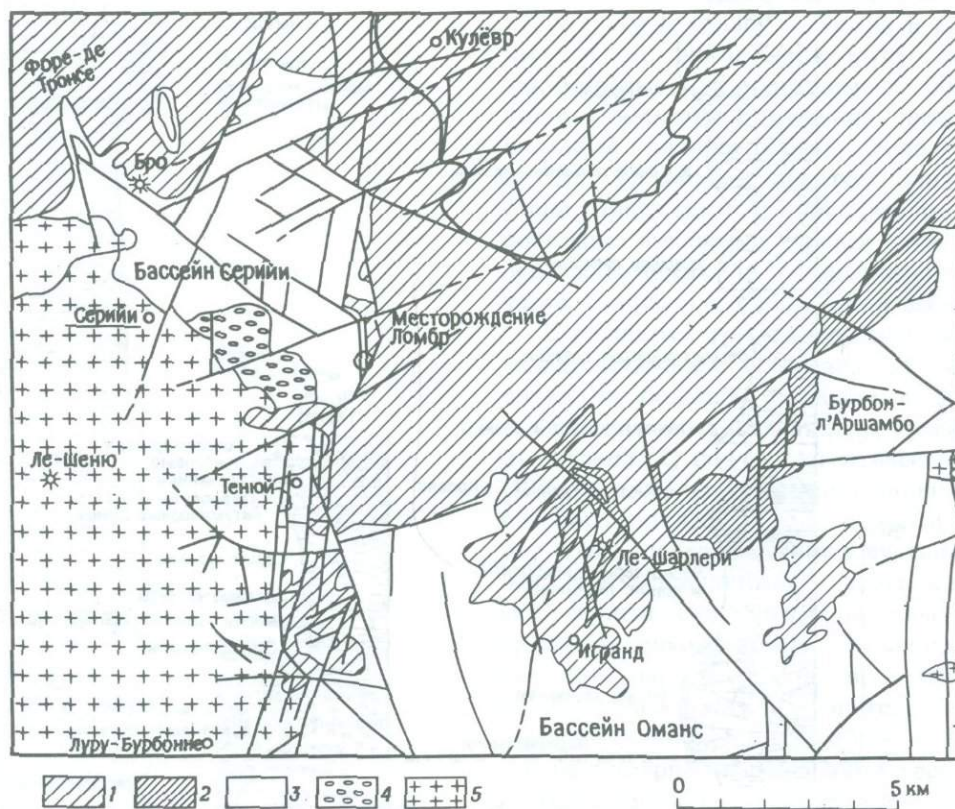


Рис. 23. Схематическая геологическая карта бассейна Серийи. По неопубликованным данным компании «Кожема». 1 — послепермский чехол; 2 — саксонские отложения; 3 — отэнские отложения; 4 — стефанские отложения; 5 — нерасчлененный фундамент.

новой смолки и коффинита.

Другие районы, связанные с пермскими песчаниками, установлены в Европе в горах Мечек (Венгрия), Жировски-Врх (Югославия) и Кёнигштейн (ГДР).

В триасовых песчаниках Европы в настоящее время известно немного месторождений. Единственный и достаточно перспективный район Масарет располагается в провинции Гвадалахара в Испании. Оруденение установлено здесь в нижнетриасовых красных аркозовых песчаниках, обогащенных вулканическими обломками и органическим веществом. Уран присутствует в восстановительных фациях в виде урановой смолки и урановых черней.

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОСАДКАХ. Месторождение Гамр (Чехословакия). Это месторождение расположено в меловой впадине в пределах Чешского мас-

сива, в сеноманских песчаниках континентальных и эпиконтинентальных фаций. Урановое оруденение развивается в грубозернистых песчаниках, линзовидно переслаивающихся с алевролитами, перекрытых глинами и выполняющих локальные впадины. Оруденение приурочено к главному несогласию. Средние содержания урана составляют 0,2%; главные сопутствующие элементы — титан и, что особенно примечательно, цирконий, который образует более значительные концентрации, чем уран.

Вблизи базальтовых интрузий границы рудных тел местами параллельны их контактам.

Месторождение Сен-Пьер-дю-Канталь (департамент Канталь, Франция). Это месторождение локализуется в линзах песка в небольшом олигоценовом останце. Запасы его в настоящее время составляют 200 т урана, но 1800 т уже добыты при средних содержаниях в рудах 0,14% U.



Рис. 24. Сводная стратиграфическая колонка по бассейну Серрий (Алье). По неопубликованным данным компании «Кожема» и по данным Капю [9].

Останец олигоценовых отложений в районе месторождения Сен-Пьер сохранился в небольшой (3,5 км²) рифтовой долине северо-северо-западного простирания, основание которой сложено панепленизированными метаморфическими породами и гранитами. В районе месторождения мощность олигоценовых пород в останце составляет 20—30 м [11]. Они представлены пачкой русловых песков, которые характеризуются заметным щелочным обелением и наличием месторождений каолина, и пачкой глинистых алевролитов, отличающихся сохранением кластогенного биотита и преобладанием монтмориллонии-

та в менее выщелоченных разностях, формировавшихся в щелочных средах. Обе эти кластогенные пачки линзообразно переслаиваются с постепенными взаимными переходами. Они могут интерпретироваться как аллювиальные отложения, сформировавшиеся в условиях меандрирования русла в пределах поймы. Урановое оруденение контролируется песчаными линзами русловых отложений, причем две трети запасов сосредоточены в нижней части толщи, а остальные — в верхней. Уран присутствует в виде фосфатов и ванадатов (франсвиллит, тюямунит, отенит, ураноцирцит), с ним ассоциируются селен, мышьяк, цинк и свинец.

Месторождение Кутра (департамент Жиронда, Франция) располагается на севере Гароннской низменности и локализуется в эоценовых глинисто-песчаных осадках. Запасы его оцениваются в 20 тыс. т урана. Это месторождение, значительное само по себе, представляет особый интерес, показывая, что подобные концентрации могут встречаться и в таких формациях, которые пока еще в Европе редко подвергаются обследованию.

Урановорудные районы в альпийских структурах Европы

На современной стадии изученности обращает на себя внимание малочисленность урановых месторождений на всем протяжении Альпийско-

3С3

ВЮВ

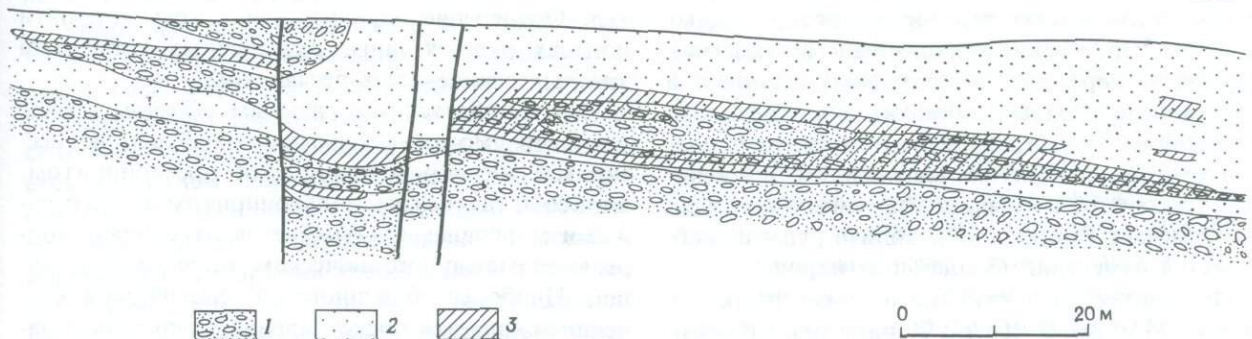


Рис. 25. Схематический геологический разрез через месторождение Ломбр (Алье) [6]. 1 — песчаники и конгломераты русловых фаций; 2 — алевролиты и тонкополосчатые песчаники, лютиты, линзы песчаников (прибрежные и болотистые, обогащенные органическим веществом осадки); 3 — урановые руды.

го орогена от Западной Европы до Дальнего Востока, причем, за небольшим исключением (например, формация Сивалик в Пакистане, Индии и Бангладеш), все альпийские ресурсы урана сосредоточены в Европе. Но и здесь крупные месторождения обнаруживаются лишь в пермских субплатформенных отложениях, перекрывающих фрагменты герцинского фундамента. Такая ситуация не наблюдается, однако, в районах Альпийского складчатого пояса, расположенных восточнее Турции. Самые богатые интервалы этого пояса в пределах Европы относятся к Карпатско-Балканскому региону. Мы рассмотрим здесь в качестве собственно альпийского уранового оруденения месторождения, связанные с альпийской орогией: они представлены концентрациями урана в метаморфизованных осадках пермского возраста, в альпийских интрузиях, а также в третичных и плейстоцен-четвертичных вулканических породах.

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ПЕРМСКИМИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ ЧЕХЛА. Лучшими примерами этих месторождений являются Новацца и Валь-Веделло в Италии [43]. Ружичка [37] описал месторождения этого типа в чехословацких Западных Карпатах, в Спишко-Гемерском районе.

Вулканоогенно-осадочные пермские отложения перекрывают здесь несогласно среднекаменноугольные графитовые сланцы. Они состоят из базальных конгломератов, песчаников и алевролитов, которые переслаиваются с туфовыми горизонтами. Вся толща после рудоотложения была смята в складки и разбита сбросами.

После эпохи вулканической активности проявились пневматолитовые и гидротермальные процессы. Оруденение локализовано в туффитах, кварцевых порфирах и аркозовых сланцах и представлено урановой смолкой, молибденитом, халькопиритом, тетраэдритом, галенитом, сфалеритом, арсениопиритом, магнетитом, ильменитом, гематитом и гипергенной минерализацией. Как отмечает Ружичка [37], вблизи руды не наблюдается изменений вмещающих пород.

УРАНОВОРУДНЫЕ РАЙОНЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ПЕРМСКОГО ЧЕХЛА. Характерной особенностью урановой геологии Европы является повсеместное присутствие урановых месторождений, часто промышленных масштабов, в континентальных или эпиконтинентальных пермских

отложениях субплатформенного типа. Помимо Италии [43] можно назвать еще целый ряд районов [28]. Хорошо известно, например, югославское месторождение Георенья-Вас—Жировски-Врх в северной Словении.

Пермские отложения здесь занимают своеобразное положение, образуя вместе с пермокарбонатами шарьяж, лежащий на автохтонных триасовых карбонатных породах. Весь этот комплекс претерпел дополнительно последующее складко- и сбросообразование. Месторождение расположено в средней части пермских отложений, в так называемых греднериевых слоях — песчаниках, алевролитах, глинах и конгломератах. В них преобладают красные окраски, однако в нижних горизонтах присутствуют серые и зеленоватые фации, часто с красными прослоями. К этим нижним горизонтам и приурочено оруденение. Серые песчаные толщи формировались в течение трех осадочных циклов. Уран присутствует в осадках последнего, которые начинаются красными конглобрекциями, лежащими на красных же обломочных породах, слагающих верхнюю часть предыдущего цикла. Выше располагаются косослоистые песчаники, которые содержат органическое вещество и оруденение. Первичная слоистость часто затушевана отчетливым развитием тектонического кливажа. Рудные тела имеют очень сложную S-образную форму в вертикальном сечении, которая объясняется смещением этих слоев при надвиге (рис. 26). Вдоль висячего и лежащего боков рудных залежей развиваются красные породы. Морфология рудных залежей дополнительно усложняется весьма неравномерным распределением рудных тел. Оруденение локализуется в трех или пяти полосах рудных линз, разделенных прослоями красных сланцеватых песчаников.

Уран присутствует главным образом в виде урановой смолки, импрегнирующей цемент песчаников и сопровождающейся арсениопиритом, пиритом, галенитом, халькопиритом и гипергенными минералами. Отмечается отчетливая корреляция между органическим веществом и рудой. Наиболее общепринятой генетической концепцией является представление о первичном накоплении урана в осадках в процессе их образования или несколько позднее, когда они еще находились в пределах первичного бассейна. Позднее в связи с интенсивными тектоническими

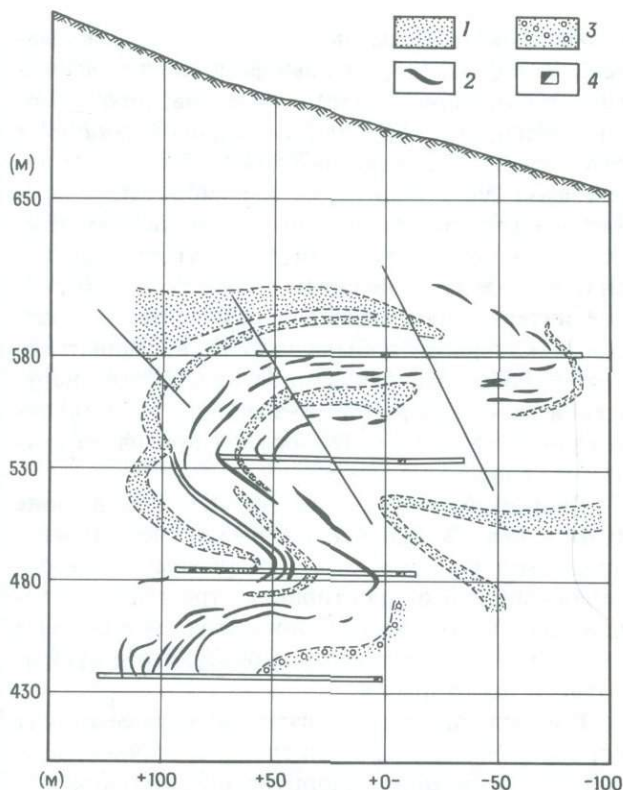


Рис. 26. Геологический разрез уранового месторождения Жировски-Врх (современная интерпретация) [28]. 1 — красная серия; 2 — оруденелые слои; 3 — конгломераты; 4 — скважины.

деформациями уран испытал перераспределение.

Месторождения, связанные с кластогенными осадками перми, в Альпийском регионе Европы известны в горах Мечек и в Паннонском бассейне Венгрии, а также в южных и восточных Карпатах в пределах Румынии.

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АЛЬПИЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ. Единственное месторождение этого типа, известное в европейских альпидах, располагается в слабо изученном районе Румынских Карпат [31]. Строение района характеризуется развитием шарьяжа, надвинутого на кристаллический фундамент, перекрытый автохтонно мезозойскими карбонатными породами. Нижние части шарьяжа представлены также мезозойскими породами; на них лежит пермский покров, состоящий из континентальных обломочных пород, переслаивающихся с глинами и вулканитами риолитового состава. В верхней части шарьяжа присутствуют две пачки кристал-

лических пород, а общая его мощность достигает 6000 м. В этот покров внедрились вулканические породы среднего и кислого состава, сопровождающиеся штоками диоритов или щелочных гранитов (местное название — банатиты) и более поздними дайками и силлами лампрофиров, андезитов и кварцевых порфиров.

С магматической деятельностью в этом районе связаны месторождения различных элементов — U, Mo, Bi, Cu, Pb, Zn и W. Урановые месторождения представлены согласными линзовидными залежами, переходящими в жилы с вкрапленным оруденением или штоки. Оруденению предшествуют процессы интенсивных изменений: диопсидизация, альбитизация, эпидотизация, цеолитизация, хлоритизация, серицитизация и силицификация. Рудные залежи встречаются либо в метаморфических кристаллических сланцах, либо в пермских (верфенских?) серых песчаниках, развитых в виде включений среди красных разностей. Каких-либо данных о промышленной значимости месторождений не имеется.

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЭПИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ. Месторождения этого типа установлены в начале 1950-х годов в западной части Итальянских Альп и в Савоие (Франция). Ни одно из них не имеет промышленного значения. Позднее в Австрийских Альпах, на восточной окраине знаменитого «тектонического окна Высокий Тауэрн», было открыто месторождение Форштау.

Тектоническое строение этих районов чрезвычайно сложное: в грубой схеме его можно представить как серию гигантских шарьяжей, среди которых выделяются (снизу вверх): Гельветский покров, сложенный нематаморфизованными триасовыми отложениями; Нижний Австро-Альпийский покров, к центральной зоне которого приурочены ураноносные пермские кристаллические сланцы; Верхний Австро-Альпийский покров (триасовые карбонатные породы); Суперальпийский покров (специфические фации триасовых отложений); доломиты Юлийских Альп (триасовые известняки и мергели).

Месторождение Форштау расположено в пределах узкого широтного пояса пермских кристаллических сланцев, падающих на север под углом 50—60° и содержащих урановые аномалии на протяжении примерно 10 км. Интервал в

4 км разведан буровыми скважинами, а на отрезке 1000 м пройдены подземные выработки. Линзообразные рудные залежи имеют горизонтальную протяженность до 100 м и локализуются в пределах пояса мощностью 10—20 м. К сожалению, средние содержания здесь невысокие (примерно $700 \text{ млн}^{-1} \text{ U}$), хотя запасы могут превышать 1000—2000 т U.

Минерализованы различные породы пермского возраста: кварцевые, серицитовые (фенгитовые) и хлоритовые кристаллические сланцы. Оруденение, сопровождающееся гематитизацией, представлено субмикроскопической вкрапленностью урановой смолки, титансодержащим урановым минералом (уран-титанистый гидроксид (?)) и пиритом (с тетраэдритом (?)).

По мнению Петрашека и др. [34], урановое оруденение могло образоваться за счет первичных концентраций урана в пермских черных сланцах при последующей ремобилизации в процессе альпийского метаморфизма. В связи с постоянным сохранением восстановительных условий миграция металла от мест его первоначального накопления была незначительной: уран переотлагался в зоне расланцевания и в шарнирах складок. По мнению Моро (устное сообщение), эта ремобилизация и повторная концентрация происходили под влиянием буферного эффекта в системе пирит—гематит. Моро сравнивает это месторождение с рудопроявлениями Савойи, где восстановительные условия были еще более резко выражены и более сильно ограничивали масштаб перемещений.

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ТРЕТИЧНЫМИ И ПЛЕЙСТОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫМИ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ. Мы не останавливаемся здесь на месторождениях, приуроченных к плейстоценовым — четвертичным вулканическим породам провинции Лацио, так как они подробно описаны в этом же сборнике Тедеско [43].

Месторождения, связанные с третичными вулканическими породами, ограничены в своем распространении в европейских Альпах районом Македонии, где наиболее значительным из них является Злетовска-Река в юго-восточной Югославии. Этот район расположен на северо-западе Родопского массива, который представляет собой блок кристаллического герцинского фундамента. Здесь начиная с эоцена проявилась интен-

сивная вулканическая деятельность, развивавшаяся в три фазы [35]. Первая фаза характеризовалась образованием андезитовых лав, покрывающих обширные площади и сопровождающихся отложением пирокластов (туфов, брекчий). Вторая фаза дала дацитовые игнимбриты, а третья — интрузии зеленых, частично пропилитизированных андезитов и дацитов, латитов, дацит-андезитов и даже кварцевых монзонитов. В районе интенсивно проявились разрывные нарушения, с которыми и была связана вулканическая деятельность. Основные простирания этих нарушений — северо-северо-западное, восточно-северо-восточное и субширотное при очень крутых падениях.

Гидротермальные процессы, породившие сульфидные (в основном Pb—Zn) месторождения, контролировались разрывами северо-северо-западного простирания; урановое месторождение Злетовска-Река локализуется в системе нарушений восточно-северо-восточного и субширотного простираний.

Широко проявлены изменения вмещающих пород, а именно: пропилитизация, карбонатизация, аргиллизация, хлоритизация, серицитизация, силицификация, алунитизация и цеолитизация.

Урановое оруденение представлено главным образом урановой смолкой, образующей прожилки и стяжения вдоль зон трещиноватости. Она сопровождается сфалеритом, а иногда пиритом и галенитом. Руды достаточно низкосортные (несколько сот миллионных долей U), а опубликованная цифра запасов отвечает нескольким сотням тонн урана.

Заключение

Европейская урановая провинция при сравнении с крупнейшими провинциями мира не может считаться незначительной (см. Де Виво и Ипполито [44]). После 35 лет, прошедших с начала развития атомной энергетики, в Европе целые мегаструктуры остаются в действительности еще необследованными. Это — каледонский ороген и его чехол, Фенно-Скандинавский щит, выходы герцинид в ФРГ и Италии и покрывающий их чехол, Восточно-Альпийский ороген и

др. В последние годы в этом плане предприняты значительные усилия, поддерживаемые в большинстве государств — членов Европейского Экономического Сообщества. Благоприятные результаты можно ожидать в ближайшие годы. Могут быть обнаружены многие типы урановых месторождений, но главное внимание следовало бы обратить на месторождения жильного типа, преимущественно в метаморфических комплексах. Несмотря на тот факт, что при современном уровне знаний они обычно трудно выявляются и разведываются, именно они, по-видимому, будут наиболее перспективными в будущем.

Значительные дополнительные ресурсы в Европе могут быть получены, конечно, и за счет месторождений, связанных с тонко- и грубозернистыми кластогенными осадками. Но, вероят-

но, в Европейской провинции рудный контроль для этих месторождений будет отличаться от такового для сходных объектов Северной Америки. Кроме того, следует учитывать промышленные скопления, скрытые под более или менее мощными толщами безрудных пород или под водой. Даже в хорошо изученных районах, как, например, во Франции, можно прогнозировать новые ресурсы в подобных условиях. Однако они практически недоступны при современных методах разведки. В связи с этим необходимы еще огромные усилия как в развитии урановой геологии, так и в области методики поисков и разведки. Также необходим прогресс в технологии переработки руд, который может реабилитировать немалые ресурсы трудноискрываемых руд или сланцев, известные в Европе.

Литература

1. *Adamek P.M. and Wilson M.R.* The evolution of a uranium province in northern Sweden. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A291, 1979, 355—68.
2. *Aubouin J.* Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. géol. France*, 7e Sér., 3, 1961, 629—702.
3. *Autran A.* L'évolution structurale du Protérozoïque aux distensions post-hercyniennes. In *Evolutions géologiques de la France*. Autran A. and Dercourt J., eds. *Mem. BRGM no. 107*, 1980, 10—17 (Colloquium C7, 26th Int. geol. Congr.).
4. *Autran A. and Guillot P.L.* L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif Central Français). *C. R. Séanc. Acad. Sci. Paris*, D280, 1975, 1649—52.
5. *Bach A.* Evolution dans les conditions d'affleurements de shales uranifères a matière organique. Thèse, E.N.S.G., Nancy, 1980.
6. *Brulhet J. et al.* Gisements d'uranium dans le Permien d'Europe (France, Italie, Suisse). *Sciences Terre*, 23, no. 4, 1979, 1—33. (Excursion guide, 26th Int. geol. Congr.).
7. *Bültemann H.* Die Uranvorkommen im ostbayerischen Grundgebirge Raum Mähring, Krs. Tirschenreuth/Opf. *Z. dt. geol. Ges.*, 130, pt. 2, 1979, 575—96.
8. *Capdevila R., Corretgé G. and Floor P.* Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. *Bull. Soc. géol. France*, 7e Sér., 15, 1973, 209—28.
9. *Capus G.* Matières organiques et minéralisations uranifères: exemples des bassins permo-carbonifères de l'Aumance (Allier) et de Lodève (Hérault). Thèse, E.N.S.G., Nancy, 1979.
10. *Cariou L.* Les gites et indices uranifères des régions médians et sud du Massif Central Français. In *Les minerais uranifères français*, tome III, Roubault M., ed. (Paris: Presses Universitaires de France, 1964), 10—162.
11. *Carre J.L.* Les minéralisations uranifères des dépôts oligocènes de Saint-Pierre (Cantal — France) dans leur cadre géologique régional et local. Thèse, 3ème cycle, Nancy, 1979.
12. *Cathelineau M.* Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sudarmoricaux et à leur encaissant métamorphique: relations et interactions entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structuraux. Thèse, Nancy, 1981.
13. *Chenevoy M.* Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1958, 428 p.
14. *Cuney M.* Geologic environment, mineralogy, and fluid inclusions of the Bois Noirs Limouzat uranium vein, Forez, France. *Econ. Geol.*, 73, 1978, 1567—610.
15. *Ertle H.J., Kneuper G. and Müller H.* Sedimentary uranium occurrences in the Upper Carboniferous of the northern Black Forest. In *Recognition and evaluation of uraniferous provinces* (Vienna: IAEA, 1977), 217—27.
16. *Faure J.* Les gisement uranifère des Bois-Noirs (Loire): le piège structural. *Sciences Terre*, 13, no. 3, 1968, 235—56.
17. *Fernandez Polo J.A.* Genesis de los yacimientos uraniferos en metasedimentos de Salamanca (España). In *Uranium exploration geology* (Vienna: IAEA, 1970), 243—52.
18. *Gagnadre A.* Ensemble minier de Fanay. Internal report, Division de la Crouzille (COGEMA), 1976.
19. *Geffroy J. and Sarcia J.A.* La notion de "gite épithermal uranifère" et les problèmes qu'elle pose. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6e Sér., 8, 1958, 173—90.

20. *Julivert M., Martinez F.J. and Ribeiro A.* The Iberian segment of the European Hercynien foldbelt. In *Geology of Europe*. Cogné J. and Slansky M., eds. *Mém. BRGM*, no. 108, 1980, 132—58 (Colloquium C6, 26th Int. geol. Congr.).
21. *Kossmatt F.* Gliederung des varistischen Gebirgebaues. *Abh. sächs. geol. Landesamts*, 1927, 1—39.
22. *Landais P. and Connan J.* Relation uranium-matière organique dans deux bassins permien français: Lodève (Hérault) et Cerilly-Bourbon l'Archambault (Allier). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 4, 1980, 709—57.
23. *Laversanne J.* Sédimentation et minéralisation du Permien de Lodève, Hérault. Thèse, Université Paris Sud, 1976.
24. *Laversanne J.* Le Permien de Lodève (Massif Central français). Evolution des dépôts autuniens et exemples de minéralisations uranifères diagenétiques et postdiagenétiques par circulation de solutions exogènes. In *Concentrations métalliques et milieux confinés*. Busson G., ed. *Sciences Terre*, 22, no. 2, 1978, 147—66.
25. *Leroy J.* Metallogénèse des gisements d'uranium de la division de La Crouzille (COGEMA-Nord Limousin — France). *Mém. Sciences Terre*. no. 36, 1978, 276 p.
26. *Lindroos H. and Smellie J.* A stratabound uranium occurrence within middle Precambrian ignimbrites at Duobblon, northern Sweden. *Econ. Geol.*, 74, 1979, 1118—30.
27. *Lotze F.* Die iberische Halbinsel. *Geol. Jb.*, 4B, 1942, 245—57.
28. *Lukacs E. and Florjančič A.P.* Uranium ore deposits in the Permian sediments of northwest Yugoslavia. In *Formation of uranium ore deposits* (Vienna: IAEA, 1974), 313—29.
29. *Marquaire Ch. and Moreau M.* Esquisse géologique du Nord-Limousin et répartition des minéralisations uranifères. *Rapport CEA R 3684*, 1969, 7—10.
30. *Moreau M.* L'uranium et les granitoides: essai d'interprétation. In *Geology, mining and extractive processing of uranium*. Jones M.J., ed. (London: IMM, 1977), 83—102.
31. *Nitu G.* Les conditions tectono-magmatiques de la formation des gisements d'uranium de Roumanie. Référence 28, 679—92.
32. *Dardel J. et al.* Gisements d'uranium dans les schistes péritholitiques (type ibérique) et dans les leucogranites (type limousin) (Portugal, Espagne, France). *Sciences Terre*, 23, no. 4, 1979, 37—81. (Excursion guide, 26th Int. geol. Congr.).
33. *Peterson A.* Ranstad — a new uranium-processing plant. In *Processing of low-grade uranium ores* (Vienna: IAEA, 1967), 193—209.
34. *Petrascheck W.E., Erkan E. and Siegl W.* Type of uranium deposits in the Austrian Alps. Reference 30, 71—5.
35. *Radusinović D.* Zletovska Reka uranium deposit. Reference 28, 593—601.
36. *Ranchin G.* La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin, *Mém. Sciences Terre*, no. 19, 1971, 394 p.
37. *Ruzicka V.* Geological comparison between East European and Canadian uranium deposits. *Pap. geol. Surv. Can.* 70—48, 1971, 196 p.
38. *Santouil G.* Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triassique dans les bassins de Lodève, St. Affrique et Rodez (France SE), Thèse, 3ème cycle. Université de Montpellier, 1980.
39. *Sarcia Jean A. and Sarcia Jacqueline A.* Les gites d'uranium du Nord-Limousin. *Mém. Sciences Terre*, no. 4, 1956, 239—306.
40. *Sass J.H. et al.* Heat flow and surface radioactivity at two sites in South Greenland. *J. geophys. Res.*, 77, 1972, 6435—44.
41. *Sørensen H. et al.* The uranium deposit at Kvanefjeld, the Ilimaussaq intrusion, South Greenland. *Rapp. Grønlands geol. Unders.* no. 60, 1974, 54 p.
42. *Stettner G.* Der Grenzbereich Saxothuringikum — Moldanubische Region im Raum Tirschenreuth — Mährling (Oberpfalz und die Situation des Uran-führenden Prekambriums. *Z. dt. geol. Ges.*, 130, pt. 2, 1979, 561—74.
43. *Tedesco C.* Uranium deposits in Italy. In *Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and resources*. De Vivo B. et al., eds. (London: IMM, 1984), 179—88.
44. *De Vivo B. and Ippolito F.* Uranium in the economics of energy. Reference 43, 162—6.

Уран как энергетическое сырье

Б. Де Виво
Ф. Инполито

Исследования по использованию расщепляющихся элементов, и в том числе урана, для производства атомного оружия и в целом по овладению атомной энергией первоначально, когда они только начинались в период второй мировой войны, держались в большом секрете. Но даже и после войны вплоть до 1952 г. США, которые владели почти всей научной информацией, а также технологией получения и применения урана, не посвящали в это даже своих наиболее лояльных союзников. Закон Мак-Магона запрещал в США оказание какой-либо помощи в этом направлении, включая передачу информации и технологии любой другой стране.

Однако американская политика резко изменилась, когда в 1953 г. СССР провел термоядерный взрыв, несколько опередив в этом виде исследований Англию, Францию и страны Скандинавии и показав достаточно ясно, что американской монополии в этой области пришел конец.

В декабре 1953 г. президент Эйзенхауэр в исторической речи в Организации Объединенных Наций провозгласил программу «Атом для мира», а ООН выступила с инициативой созыва Первой всемирной конференции по мирному использованию атомной энергии, которая состоялась летом 1955 г. в Женеве. С 8 по 22 августа 1700 делегатов, 3000 наблюдателей и около 1000 журналистов обменивались технической и экономической информацией по всем проблемам, связанным с использованием атомной энергии в мирных целях, главным образом для производства электроэнергии. Итак, все существовавшие в этой области барьеры были уничтожены. Ограничения сохранились лишь в двух областях — в области военного использования, а в со-

циалистических странах и в вопросе количественной оценки сырьевых ресурсов урана (и тория).

В результате такого изменения политики Вторая Женевская конференция, состоявшаяся в 1958 г., привела к созданию МАГАТЭ (Международного агентства по атомной энергии), которое мыслилось как своего рода «урановый банк», а также как организация, инспектирующая сохранение на всех ядерных предприятиях, работающих в различных странах, гарантий мирного использования ядерной энергии. В том же 1958 г. Римским договором, подписанным шестью европейскими государствами, которые ранее образовали Европейское объединение угля и стали (ЕОУС), было учреждено Европейское сообщество по атомной энергии (ЕВРОАТОМ). Позднее ЕОУС и ЕВРОАТОМ объединились с образованием более широкого и более всестороннего Европейского экономического сообщества (ЕЭС) («Общий рынок»), членами которого теперь являются десять стран. Однако в эйфории разрядки конца 1950-х годов ни МАГАТЭ, ни ЕВРОАТОМ не развивались так, как это предполагалось их основателями.

Среди других целей, которые были связаны с провозглашением программы «Атом для мира», США явно намеревались не только в техническом и коммерческом планах с выгодой эксплуатировать в монопольном режиме технологию, накопленную в военной области, но также контролировать промышленное развитие других стран, хотя в это время потребности в ядерной энергетике были еще невелики, так как в энергетических балансах доминировала нефть, цены на которую на мировом рынке составляли около 2 долл. за баррель.

Такое положение вещей внезапно изменилось в 1973 г. в связи с арабско-израильским кризисом, когда цены на нефть стали стремительно повышаться, что автоматически сделало ядерную энергию конкурентоспособной¹ в области производства электроэнергии.

¹ Однако еще в 1958 г. на Второй Женевской конференции были представлены результаты исследований, выполненных в Италии и субсидированных Международным банком (IBRD), которые позволяли предполагать, что по своей стоимости электроэнергия, получаемая за счет ядерного топлива, станет конкурентоспособной по отношению к электроэнергии станций, работающих на нефти, в течение нескольких лет. На основе этого исследования Международный банк представил Италии заем на строительство ядерной силовой установки мощностью 150 МВт.

Тенденции американской политики оказались в сильном противоречии с интересами других промышленно развитых стран, однако многим из них потребовалось несколько более десятилетия для разработки необходимой технологии и подготовки специалистов, чтобы конкурировать с американцами на мировом рынке.

Способность конкурировать с США в области технологии означала, что некоторые страны, развивая свои национальные ядерные программы, не стали ограничиваться второстепенной ролью и в политическом плане. Это произошло в связи с тем, что умные и дальновидные политики приняли правильное решение в подходе для этого момента, тогда как другие промышленно развитые страны, не избравшие в 1960-х годах после эйфории предыдущих лет «ядерное» направление, продолжают расплачиваться за это и вынуждены играть подчиненную роль в экономике и политике.

В этом плане показательное положение Италии. В 1963 г. эта страна имела уже три ядерные силовые установки, что свидетельствовало об овладении ею передовой ядерной технологией. Тем не менее, отказавшись от «ядерного» направления, несмотря на отсутствие обычных источников энергии, Италия стала страной-импортером и подвергается тяжелым ограничениям на пути индустриального развития.

В обстановке соревнования доля заказов на строительство ядерных силовых установок фирмами США, которые все еще сохраняют существенное превосходство над другими странами как обладатели сырьевых ресурсов урана, передовой технологии, а также установок по изотопному обогащению, снизилась с 85% в 1972 г. до 40% в 1976 г.

Время со всей очевидностью показало, что в связи с продолжающимся нефтяным кризисом обращение к урану становится все более настоятельной необходимостью. Вместе с тем увеличение количества ядерных силовых установок и их качественное совершенствование привлекали внимание ко многим проблемам, порождаемым ядерной энергетикой. В этом смысле антиядерное движение не было полностью негативным, так как оно предостерегало от сосредоточения всех сил исключительно на ядерной энергии и старалось показать важность других источников энергии (которые, однако, являются отнюдь не

альтернативой, а всего лишь дополнением), таких, как Солнце и термальные воды, а также призывало вернуться к использованию угля.

Запасы и ресурсы

Уран достаточно широко распространен в земной коре (его среднее содержание в ней составляет 4 млн^{-1}), а также в морской воде (около $0,003 \text{ млн}^{-1}$). Таким образом, в океанических водах содержится несколько миллиардов тонн урана, и ресурсы его здесь огромны. Однако ресурсы урана, которые могут иметь практическое применение в настоящее время, подсчитываются на базе месторождений, в которых концентрации урана более высокие. Себестоимость извлечения урана из этих месторождений может быть, естественно, различной, однако в подсчетах учитываются только те ресурсы, при извлечении которых она не превышает 130 долл./кг U. Подсчитанные на такой основе «достоверные» и «дополнительные расчетные» ресурсы показаны в табл. 1 и 2 для различных географических областей. Данные приводятся в физических единицах (тоннах), а не в энергетических показателях, так как для урана «теплотворная способность» не может быть пока определена однозначно.

На основе этих оценок ресурсы стран Запада в целом (для СССР, Китая и стран Восточной Европы такие данные не известны) составляют примерно 5 млн. т урана, пригодного для извлечения при стоимости не более 130 долл./кг U; из них около 3,3 млн. т могут извлекаться по себестоимости менее 80 долл./кг U.

Согласно оценке ОЭСР и МАГАТЭ, которая совпадает с оценками, представленными на Всемирной энергетической конференции, состоявшейся в Мюнхене в сентябре 1980 г., «обоснованно гарантированные» ресурсы составляют 2,2 млн. т, а в целом для мира ресурсы, которые могут разрабатываться экономически рентабельно, оценивались этими организациями в 4 млн. т урана.

Из 1 т полностью распавшегося урана выделяется столько же энергии, сколько из 2 млн. т нефтяного эквивалента (тнэ), а значит 5 млн. т урана из руд низкой стоимости дадут тепловой энергии при использовании водо-водяных реакторов (выход энергии составляет 0,5%) столько же, сколько 250 млрд. тнэ, что эквивалентно в

Таблица 1. Достоверные запасы урана (тыс. т)

Страна	Стоймостная категория U	< 80 долл./кг U	80—130 долл./кг U	Всего при ≤ 130 долл./кг U
Австралия	294		23	317
Австрия	0		0,3	0,3
Алжир	2,6		0	26
Аргентина	25		5,3	30,3
Бразилия	119,1		0	119,1
Габон	19,4		2,2	21,6
Греция	1,4		4	5,4
Дания	0		27	27
Заир	1,8		0	1,8
Индия	32		0	32
Испания	12,5		3,9	16,4
Италия	0		2,4	2,4
Канада	230		28	258
КНДР	0,04		11	11,04
Мексика	2,9		0	2,9
Намибия	119		16	135
Нигер	160		0	160
Португалия	6,7		1,5	8,2
Сомали	0		6,6	6,6
США	362		243	605
Турция	2,5		2,1	4,6
Финляндия	0		3,4	3,4
Франция	59,3		15,6	74,9
ФРГ	1		4	5
ЦАР	18		0	18
Чили	0		0,02	0,02
Швеция	0		38	38
ЮАР	247		109	356
Япония	7,7		0	7,7
ВСЕГО (округленно)	1747		546	2293

количественном отношении всем разведанным и дополнительным нефтяным ресурсам.

Из табл. 1 видно, что примерно 36% всех мировых запасов урана (исключая СССР, Китай и страны Восточной Европы) принадлежат США и Канаде.

Реальность урановых ресурсов в связи с разнообразием характера месторождений зависит непосредственно от стоимости извлечения из них урана. Грубо говоря, уран может извлекаться практически из всех минералов, его содержащих. Если принять постепенное увеличение себестоимости извлечения урана, то рентабельными могут стать огромные количества низкосортных руд урана, например в сланцах и гранитах, где

его содержания составляют 80—100 млн⁻¹.

Помимо ресурсов, оцененных в категории 130 долл./кг U, имеются и другие источники урана, характеризующиеся в основном более низкими содержаниями или более высокими затратами при его извлечении. Они либо располагаются на продолжении урановых месторождений, разрабатываемых при себестоимости извлечения менее 130 долл./кг U, либо представляют собой такие же месторождения, из которых извлечение урана будет обходиться дороже 130 долл./кг U в связи со значительной глубиной залегания, удаленностью места расположения или незначительными масштабами запасов. Примерами таких дополнительных источников урана являются огромные ресурсы высокостоймостных руд, связанных с месторождениями района Эллиот-Лейк в Канаде, 5—10 тыс. т урана в

Таблица 2. Подсчитанные дополнительные ресурсы урана (тыс. т)

Страна	Стоймостная категория U	80 долл./кг U	80—130 долл./кг U	Всего при ≤ 130 долл./кг U
Австралия	264		21	285
Австрия	0,7		1	1,7
Аргентина	3,8		9,6	13,4
Бразилия	81,2		0	81,2
Великобритания	0		7,4	7,4
Габон	0		9,9	9,9
Греция	2		5,3	7,3
Дания	0		16	16
Египет	0		5	5
Заир	1,7		0	1,7
Индия	0,9		24,2	25,1
Испания	8,5		0	8,5
Италия	0		2	2
Канада	358		402	760
Мексика	3,5		2,6	6,1
Намибия	30		23	53
Нигер	53		0	53
Португалия	2,5		0	2,5
Сомали	0		3,4	3,4
США	681		416	1097
Франция	28,4		18,1	46,5
ФРГ	1,5		7	8,5
Чили	0		6,7	6,7
Швеция	0		44	44
ЮАР	84		91	175
ВСЕГО (округленно)	1605		1115	2720

Италии, себестоимость которого выше 130 долл./кг U, 12 тыс. т, содержащиеся в гранитоидах Намибии, извлечение которых стоит 130—260 долл./кг U; в ЮАР такие ресурсы (130—260 долл./кг) оцениваются в 141 тыс. т в конгломератах и в 46 тыс. т в так называемых поверхностных месторождениях; огромные количества урана содержатся также в песчаниках Колорадо, Вайоминга и Нью-Мексико (США).

Дополнительные источники урана связаны с месторождениями других полезных ископаемых, из которых уран может извлекаться как побочный продукт. Это — старые отвалы на золотых рудниках ЮАР; фосфориты Марокко, США и СССР, содержание урана в которых колеблется от 0,001 до 0,07%; медные руды «меднопорфиновых» месторождений; морские черные сланцы, содержащие от 0,001 до 0,008% U (США и Швеция); месторождения углей и лигнитов с обычным содержанием 0,001% U, а в отдельных случаях — до 1% U (США); россыпи монацита в Индии, Бразилии, Австралии и Малайзии с содержанием 0,3% U; магматические породы, такие, как например, щелочные интрузивы, развитые в различных регионах мира, и, как уже упоминалось выше, морские воды.

В сентябре 1980 г. на Всемирной энергетической конференции дополнительные ресурсы оценивались в 13 млн. т урана в рудах с содержанием от 25 до 80 млн⁻¹ U (в основном в сланцах).

Значение рассматриваемых месторождений, характеризующихся высокой себестоимостью извлечения, станет понятным, если сравнить огромные количества энергии, производимые ядерным топливом, с теми количествами, которые дает традиционное энергетическое сырье. Теплотворная способность традиционного топлива, такого, как уголь, нефть и природный газ, является присущим каждому из них свойством и равна количеству высвобождаемой при сгорании энергии, отнесенной к массовой единице топлива. Иное положение в случае ядерного горючего: тут произведенная энергия зависит не только от количества способного «сгореть» вещества, содержащегося в массовой единице, но также от особенностей самого процесса, используемого для получения энергии.

Особенности реакторов и используемого цикла «сгорания» определяют существенные вариации в выделении энергии, получаемой от массо-

вой единицы первичного материала. Между водо-водяными реакторами, в которых «несгоревшие» расщепляющиеся материалы не рециклируются, и реакторами на быстрых нейтронах, где плутоний подвергается полному рециклингу, существует соотношение, близкое к 100. Если первые используют, грубо говоря, 0,5% потенциальной энергии природного урана, то последние могут использовать ее на 40—60%.

Таким образом, реакторы на быстрых нейтронах, используя только те ресурсы урана, которые сейчас считаются экономически рентабельными (при использовании водо-водяных реакторов), дадут столько же тепловой энергии, сколько 25 · 10¹² т нефтяного эквивалента. Если вспомнить, что использование реакторов на быстрых нейтронах делает экономически рентабельной разработку месторождений высокостойких руд и даже, может быть, морской воды, то станет очевидным, что реакторы этого типа способны давать практически неистощимые количества энергии.

Мировое производство урана (западные страны)

С 1943 по 1960 г. уран производился главным образом для военных целей. С 1960 по 1975 г. производство его находилось на достаточно стабильном уровне (около 20 тыс. т/год). К 1981 г. оно возросло примерно до 44 тыс. т (табл. 3).

В указанном выше объеме произведенного урана 75% принадлежат главным странам-производителям — США, Канаде и ЮАР. Что касается оценок на будущие десятилетия, то уровень производства, несомненно, будет определяться рыночным спросом на это сырье. В докладе ОЭСР — МАГАТЭ [1] прогнозная цифра производства на 1985 г. оценивается в 72 тыс. т/год¹, а на 1990 г. — в 70 тыс. т/год (табл. 4). Естественно, что, прежде чем такой уровень производства может быть достигнут, атомная промышленность должна в своем развитии обрести определенную стабильность, чтобы горноруд-

¹ В действительности производство урана в капиталистических и развивающихся странах в 1985 г. составило около 36 тыс. т. — *Прим. перев.*

Таблица 3. Производство урана (в тоннах) [1]

Страна	До 1977 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.	1981 г.
Австралия	8 159	356	516	705	1 561	2 600
Аргентина	340	100	126	134	187	180
Бразилия	0	0	0	0	0	100
Габон	8 464	907	1 022	1 100	1 033	1 000
Заир	25 600	0	0	0	0	0
Испания	476	177	191	190	190	145
Канада	112 180	5 790	6 800	6 820	7 150	8 400
Намибия	594	2 340	2 697	3 840	4 042	3 939
Нигер	6 183	1 609	2 060	3 620	4 100	4 500
Португалия	1 932	95	98	114	82	107
США	209 800	11 500	14 200	14 400	16 800	13 500
Финляндия	30	—	—	—	—	—
ФРГ	151	15	35	25	35	н.д.
Франция	23 133	2 097	2 183	2 362	2 634	2 824
ЮАР	75 332	3 360	3 961	4 797	6 146	6 700
Япония	38	3	2	2	5	3
ВСЕГО	472 237	28 891	33 891	38 109	43 965	43 998

Примечание: н.д. — нет данных.

Таблица 4. Предполагаемые производственные мощности U (в тоннах) [1]

Страна	1981 г.	1982 г.	1983 г.	1984 г.	1985 г.	1986 г.	1987 г.	1988 г.	1989 г.	1990 г.
Австралия	2 600	4 500	4 500	4 500	3 800	6 000	6 000	5 200	4 700	4 700
Аргентина	180	240	240	240	500	500	500	500	500	500
Бразилия	100	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
Габон	1 000	1 200	1 500	1 500	1 500	1 500	1 500	1 500	1 500	1 500
Индия	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
Испания	145	110	110	110	382	670	797	882	967	1 052
Италия	—	—	—	—	—	—	170	170	170	170
Канада	8 400	9 500	10 800	14 800	14 700	14 000	12 900	12 300	11 500	10 500
Мексика	—	212	593	593	593	593	593	394	394	276
Намибия	3 939	3 923	3 923	3 923	3 923	4 154	4 154	4 154	4 154	4 154
Нигер	4 500	4 500	5 800	8 000	10 500	12 000	12 000	12 000	12 000	12 000
Португалия	107	126	126	126	346	346	346	346	346	346
США	17 100	16 900	19 500	20 500	23 000	24 700	23 500	23 000	22 300	21 800
Франция	3 706	3 900	3 900	3 900	3 900	4 050	4 050	4 050	4 050	4 050
ФРГ	40	40	40	?	?	?	?	?	?	?
ЦАР	0	1 000	1 000	1 000	1 000	1 000	1 000	1 000	1 000	1 000
ЮАР	6 700	7 200	7 800	8 200	8 000	7 900	7 800	7 800	7 700	7 600
Югославия	—	100	100	100	220	220	220	220	220	370
Япония	30	30	9	9	9	9	9	9	9	9
ВСЕГО	48 747	53 681	60 141	67 701	72 573	77 842	75 685	73 725	71 710	70 227

Примечание: н.д. — нет данных.

ные компании могли иметь стимул для долгосрочных капиталовложений в поиски новых рудных месторождений и их разработку.

Что касается замены тепловых электростанций на нефти атомными электростанциями, то данные по главнейшим странам Европы, касающиеся этого вопроса, следующие. Доля первичных¹ источников при производстве электроэнергии составит в 1990 г. во Франции 75%, в ФРГ — 40%, в Великобритании более 20%, а в Италии менее 10%. Соответственно доля углеводородного топлива (газ + нефть) будет составлять 6, 17, 22 и 47% (рис. 1). В Бельгии к 1985 г. доля произведенной на АЭС электроэнергии достигнет 58% (на восьми реакторах PWR)², в то время как доля тепловых (газ + нефть) станций будет составлять только 17%, а станций на угле — 23%.

Следует также помнить, что в 1980 г. стоимость электроэнергии в Западной Европе, если принять за единицу стоимость киловатта, произведенного на АЭС, составляла для станций на угле 1,7—1,8, а для станций на нефти — более 2,5.

Урановый рынок

Между 1950 и 1960 гг. сделки по урану заключались главным образом для военных целей при ценах порядка 22 долл./кг U_3O_8 . Между 1960 и 1972 гг. цены на уран упали до 13 долл./кг U_3O_8 из-за сокращения потребностей военной промышленности и весьма ограниченного спроса в сфере мирного использования. Нефтяной кризис 1973 г. обусловил в 1974 г. повышение цен до 53 долл./кг U_3O_8 . В 1974 — 1979 гг. цены на уран продолжали расти, и к концу этого периода они составляли более 88 долл./кг U_3O_8 . Резкое сокращение спроса на уран в последние несколько лет, обусловленное хорошо известными сложностями в выполнении ядерных программ, привело к падению цен ниже

¹ Первичные энергетические ресурсы — это ресурсы нефти, газа, угля, радиоактивного сырья, гидроэнергии, энергии ветра, солнца, биомассы. — *Прим. перев.*

² PWR — реакторы с водой под давлением; LWR — водо-водяные реакторы; FBR — реакторы на быстрых нейтронах (бридеры).

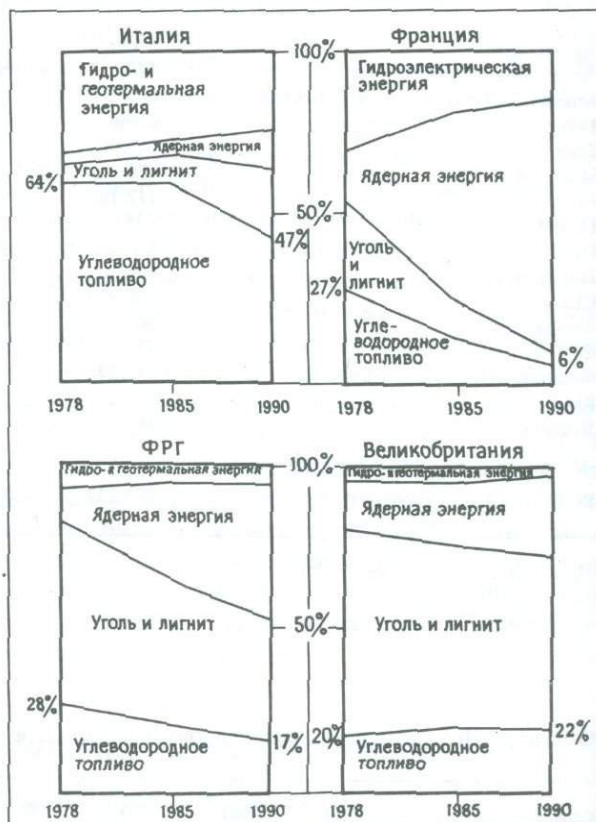


Рис. 1. Доля (в процентах) первичных источников в производстве электроэнергии. Для Франции, ФРГ и Великобритании использованы данные ENEL, базирующиеся на материалах Объединенного комитета Европейского энергетического центра (август — сентябрь 1979 г.), которые учитывают оперативные программы, публикуемые этими странами Европейского сообщества [6].

88 долл./кг U_3O_8 (на европейском рынке до 66 долл./кг). Будущее уранового рынка зависит от целого ряда факторов, таких, как наличие заказов на строительство новых реакторов, величина складированных запасов урана, уровень регенерации урана и плутония, рост производственных мощностей и появление на рынке новых стран-производителей.

Потребности в уране

Наиболее реальные оценки потребностей в уране на ближайшее будущее можно найти в ма-

териалах рабочих групп INFCE¹. Эти оценки основаны на предположении, что установленная электрическая мощность АЭС возрастет к 2000 г. по сравнению с современной (130 ГВт_{эл.}) до 590 ГВт_{эл.} (низкие темпы роста) или 800 ГВт_{эл.} (высокие темпы роста), а к 2025 г. — до 1300 или 2800 ГВт_{эл.} соответственно (табл. 5 и рис. 2).

Заметное расхождение в цифрах, характеризующих низкие и высокие темпы развития ядерной энергетики, указывает на неопределенность, существующую в прогнозных оценках роста потребления энергии в целом. Это расхождение становится более очевидным, когда условия различных темпов развития относятся к более долгосрочным прогнозам (например, от 2000 до 2025 г.).

Изменение спроса на уран в 1980—2025 гг., очевидно, зависит не только от мощности атомных электростанций, которые будут в это время построены, но и от ряда других факторов, наиболее важным из которых является тип используемых реакторов (водо-водяных, тяжеловодных, на быстрых нейтронах).

В исследованиях, проведенных в рамках INFCE, просчитывались различные возможные стратегии (при сохранении для каждого случая рассмотрения высоких и низких темпов роста спроса на электроэнергию), варьирующие от использования одних только водо-водяных (ZWR) реакторов с открытым циклом до значительного внедрения в производство электроэнергии реакторов на быстрых нейтронах (3,6% в 2000 г., от 26 до 80% — в 2025 г.).

Результаты этого сложного анализа показали, что годовое производство природного урана в 2000 г. будет составлять от 90 до 200 тыс. т, а в 2025 г. — от 50 до 600 тыс. т.

Другим интересным результатом анализа, проведенного в рамках INFCE, является подсчет кумулятивных потребностей в природном уране в соответствии с различными принятыми стратегиями. Эти потребности возрастут от 1,3 до 2,2 млн. т к 2000 г. и от 3,5 до 12 млн. т к 2025 г.

Минимальное производство и минимальные цифры кумулятивных потребностей относятся к

Таблица 5. Прогноз установленных мощностей атомных электростанций в 1985 — 2025 гг. (ГВт_{эл.}) без СССР, Китая и стран Восточной Европы [1]

Год	Низкие темпы роста	Высокие темпы роста
1980	124	126
1985	232	258
1990	361	401
1995	451	562
2000	585	804
2005	725	1120
2010	880	1503
2015	1034	1928
2020	1180	2366
2025	1311	2794

стратегии экстенсивного использования реакторов на быстрых нейтронах, а максимальные — к стратегии использования одних водо-водяных реакторов с открытым циклом. Сравнение этих данных с цифрами урановых ресурсов, пригодных для рентабельной разработки, показывает, что в снабжении промышленности ураном не возникнет особых проблем вплоть до 2000 г. Позднее же определяющим для решения вопро-

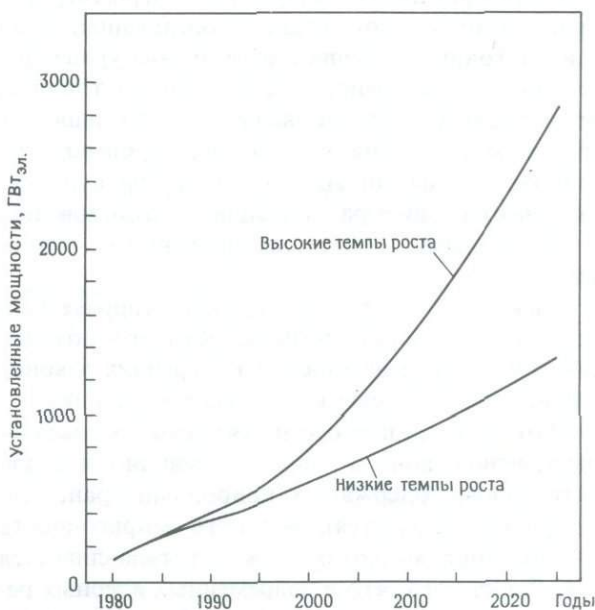


Рис. 2. Установленные мощности АЭС в мире (1980—2025 гг.), исключая СССР, Китай и страны Восточной Европы.

¹ International Nuclear Fuel Cycle Evaluation (Международная оценка ядерных топливных циклов). — Прим. перев.

сов снабжения топливом станет выбор адекватной стратегии (включающей, если возможно, широкое использование реакторов на быстрых нейтронах).

Проблема распространения ядерного оружия

«Ядерная угроза» заключается в распространении научных знаний, овладении технологией, которая, если даже первоначально будет использоваться для производства ядерной энергии в мирных целях, в дальнейшем может дать возможность многим государствам, даже развивающимся странам создать собственное ядерное оружие. В докладе рабочих групп INFCE на этот вопрос обращено особое внимание, и в заключение следует, вероятно, рассмотреть наиболее уязвимые места, касающиеся распространения ядерного топливного цикла в мире.

Уязвимые места, т. е. звенья ядерного топливного цикла, где есть риск проведения некоторыми правительствами тайных операций, были перечислены Сайменом [5]. Это — нерегенерированное топливо, содержащее обогащенный уран или плутоний; изотопное обогащение урана; реакторы; складирование отработавшего топлива; регенерация (и складирование) образовавшегося при реакциях распада плутония; производство топлива из смешанных оксидов урана и плутония; захоронение радиоактивных отходов или отработавшего, нерегенерированного топлива.

Риск существует и при транспортировке топлива как вследствие возможности его похищения, так и из-за нарушений внутренних законов стран, через которые идет транспортировка.

Что касается первого из уязвимых звеньев — нерегенерированного топлива (очевидно, что для материалов, содержащих природный уран, всякий риск исключается), — то его непригодность для создания ядерного оружия устанавливается хотя бы из того, что в современных ядерных реакторах, работающих на обычной воде, оно характеризуется недостаточно высокой степенью изотопного обогащения. Однако высокообогащенное топливо, используемое в некоторых ис-

следовательских реакторах, считается весьма опасным. Также опасным должно считаться смешанное нерегенерированное топливо, используемое в реакторах на тепловых и быстрых нейтронах, так как оно может содержать до 20% плутония.

Материалы, находящиеся на заводах по изотопному обогащению, тоже следует считать опасными, поскольку возможна их тайная передача на другие предприятия, где их обогащение можно довести до уровней, при которых эти материалы могут быть использованы для ядерного оружия.

Следует отметить, что на заводах по обогащению материалов для действующих коммерческих реакторов при изотопном обогащении содержания расщепляющегося изотопа не превышают 3—4%, тогда как степень обогащения для создания оружия приближается к 100%. Однако понятно, что технологический опыт, полученный в ходе строительства коммерческих заводов, может быть с успехом использован для создания одного из них в военных целях и что сопряженные с этим трудности будут со временем уменьшаться. Что касается различных видов используемых при этом технологий, таких, как ультрацентрифугирование, газовая диффузия или химическое обогащение, то с точки зрения риска распространения ядерного оружия их преимущества или недостатки совершенно равнозначны.

Исследование в этом плане ядерных реакторов приводит нас в наиболее уязвимое место данной проблемы, поскольку именно с ними связан один из вопросов, который и породил необходимость самих исследований. Всем известно, что США в целях создания преграды распространению ядерного оружия взяли на себя, во-первых, разработку реакторов на быстрых нейтронах, поскольку их технология активизирует развитие плутониевого цикла, и, во-вторых, регенерацию отработавшего топлива, т. е. получение плутония. Хорошо известно, что такие тенденции в американской политике явились причиной многих антиамериканских выступлений в ряде европейских стран, которые, не обладая собственными урановыми ресурсами или имея их в ограниченных количествах, справедливо видят в реакторах-размножителях шанс увеличить в 50—60 раз свой энергетический потенциал

только за счет изменения топливного цикла.

Такая цель — добиться энергетической независимости или по крайней мере попытаться ослабить «нефтяные тиски» — несомненно вызывает понимание и заслуживает международной протекции по причине необходимости достижения упоминавшегося выше мирового баланса. Существенно иное отношение вызывает стремление некоторых стран к абсолютному превосходству в области экспорта технологии и материалов, особенно в «горячие» точки нашей планеты. Утверждая, что с точки зрения распространения ядерного оружия обращение к реакторам на быстрых нейтронах не представляет большого риска по сравнению с использованием реакторов на тепловых нейтронах, т. е. что они не менее безопасны, INFCE не намеревалась закрыть дискуссии, которые, как уже говорилось, велись в духе неблагоприятных суждений по поводу американской позиции. Ее целью было усиление аргументации, подтверждающей необходимость введения в международные соглашения новых мер, гарантирующих нераспространение ядерного оружия.

Одна из таких мер, способная противостоять любым возможным негативным последствиям распространения реакторов на быстрых нейтронах с системами накопления плутония, которую

видят многие эксперты (хотя и в достаточно дальней перспективе, когда будет возможность прийти к каким-либо соглашениям), — это учреждение международного контроля, например, со стороны МАГАТЭ. Действительно, как представляется INFCE, контроль за экстракцией плутония (того плутония, который накапливается в продуктах деления, содержащихся в отработавшем топливе) является существенным фактором, на котором наиболее реально может базироваться вынашиваемая сейчас система международной безопасности, рассматриваемая в плане использования реакторов на быстрых нейтронах. Фактически же обеспечение безопасности на установках, ведущих регенерацию топлива, или на заводах, где производится смещение оксидов с ураном и плутонием, будет делом гораздо более трудным. В то же время из-за не слишком большой опасности немного беспокойства вызывают временные хранилища отработавшего топлива, где накопленные элементы обеспечивают очень высокий уровень радиоактивности, столь высокий, что любое нелегальное извлечение плутония будет здесь практически невозможным. Также небольшие опасения с точки зрения распространения ядерного оружия вызывают места конечных захоронений радиоактивных отходов.

Литература

1. OECD/Nuclear Energy Agency and IAEA. Uranium; resources, production and demand (Paris: OECD, 1982), 213 p.
2. 11th World energy conference, Munich 1980. General reports (London: Organizing Committee, 1980), 10 vols.
3. International nuclear fuel cycle evaluation (Vienna: IAEA, 1980), 8 vols.
4. Energia Materie prime, 1980 and 1981.
5. Simen F. INFCE e collaborazione nucleare mondiale. Energia Materie prime, 14, 1980, 23—8.
6. Centaro G. and Pont E. Uno scenario energetico italiano al 2000. Energia Materie prime, 16, 1980, 25—42.

Роль гранитов высокой теплогенерации в формировании урановых провинций

*П. Р. Симпсон
Дж. А. Плант*

Давно известны высказывания о генетической связи урановорудных провинций с кислым магматизмом (гранитными интрузиями, риолитами и туфогенными породами), что объясняется высоким кларком урана в кислых изверженных породах (4 млн^{-1}) [1, 2] и сравнительным обилием последних в урановых провинциях. Дальнейший прогресс в понимании этой связи стал возможен в результате изучения месторождений и распределения урана в гранитах [3—8] и кислых вулканических породах [9]. Предполагается [6, 10], например, что крупные урановые провинции могли образоваться в эпохи кратонизации, следующие за циклами орогенеза, при массопереносе из глубинных частей литосферы в верхнюю зону земной коры радиоэлементов кислой магмой, характеризующейся высокой теплогенерацией. Быстрые поднятия и перемещения вдоль глубинных разломов, деятельность горячих источников и циркуляция подземных вод (возникающая в результате высоких геотермальных градиентов, характерных для таких тектонических условий) — все это может способствовать перераспределению урана и образованию различных типов гидротермальных рудных месторождений. Последние могут тесно ассоциироваться с гранитами и кислыми вулканическими породами; в диатремах, связанных с разломами в фундаменте, могут также встречаться эпигенетические ураноносные фосфатные отложения горячих источников.

Быстрая субэпизодическая эрозия ураноносных кислых изверженных пород во вновь образованных и приподнятых сегментах кратонов, очевидно, обуславливала образование осадочных месторождений; например, в пределах геоморфологически молодых горных сооружений, содер-

жащих минерализованные объекты, в задрозированных зонах ледниковых областей могли развиваться ураноносные обломочные конгломераты. Дальнейшая переработка осадочного материала способствовала обогащению ураном (по отношению к торью) связанных с этими конгломератами дистальных, обогащенных органическим веществом осадков, формирующихся в низкоэнергетических условиях. По мере развития более зрелого рельефа обстановки начинали отвечать красноцветным фациям, уран концентрировался вблизи несогласий с фундаментом, или в ограниченных по распространению восстановительных фациях в наложенных бассейнах, или в более поздних секущих, возможно, гидротермальных образованиях. Последующая переработка этих концентраций латерально мигрирующими кислородсодержащими водами приводила к образованию месторождений высокосортных руд, таких, например, как ролловые.

Уже разработаны [3, 4] критерии распознавания кислых интрузий высокой теплогенерации, являющихся признаком урановой провинции. Геохимические, геофизические и геологические признаки ураноносных ($12 \text{ млн}^{-1} \text{ U}$) гранитов из каледонид Шотландии могут быть полезны для выделения таких гранитов в урановых провинциях западных штатов США или в любых других местах при использовании бинарных сравнительных таблиц [11]. Действительно, сравнение на нормализованной основе серии данных по гранитам кратона Каапвааль (ЮАР) с данными, полученными для различных типов магм в каледонидах Шотландии, позволило на основе выявления общих и отличительных особенностей провести разделение архейских и раннепротерозойских гранитов высокой теплогенерации [12].

Такие «металлоносные» интрузии (в которых первичные магматические концентрации урана и ассоциирующихся с ним металлов, преимущественно в составе силикатных минералов, сравнительно высоки) могут представлять собой крупномасштабные, хотя и низкосортные ресурсы и быть источником вторичных концентраций урана. Хотя на современном уровне эрозионного среза уран встречается в виде аксессуарных минералов, такие интрузивы могут являться лишь корнями эродированных минерализованных плутонических или вулканических комплексов, уран которых после выщелачивания в процессе эрозии мог концентрироваться в соседних осадочных бассейнах с образованием рудных месторождений. Кроме того, метамиктные урансодер-

жащие аксессуарные минералы, очевидно, играющие особо важную роль в докембрийских интрузиях, должны были также быть объемным источником урана при выщелачивании. Как уже указывалось, подобные интрузии с возрастом 2370 млн. лет, вероятно, могли быть изначальным источником урана для третичных месторождений в калькретах [13].

Ураноносные граниты могут также быть «минерализованными» в понимании Плант и др. [4] благодаря вторичному обогащению ураном рудных участков или других, подвергающихся выщелачиванию мест, а также благодаря высоким вариациям содержания урана в гранитах. Однако взаимосвязь между гранитами, гидротермальным урановым оруденением и урановыми провинциями, несомненно, более сложная. В каледонидах Шотландии, например, в позднеорогенном батолите щелочных гранитов Кеангорм — Маунт-Бэтток содержатся большие количества урана, а также Sn, Be, Zr, K, Rb, Th и F, о чем свидетельствуют данные региональной геохимии и литогеохимии [4]. Однако зарегистрированных месторождений урана или других элементов в связи с этим батолитом очень немного по сравнению, например, с герцинской провинцией юго-западной Англии. Здесь в связи с Корнубским батолитом, который по химическому составу (особенно в отношении содержания урана и других металлов) близок к батолиту Кеангорм — Маунт-Бэтток [3] (рис. 1), широко проявлено Sn — W — Cu-оруденение [14, 15] и выявлено около 2000 т урановой руды [16].

Различие между «металлоносными» гранитами с высоким первичным (магматическим) содержанием урана и «минерализованными» гранитами, в которых уран концентрируется в виде вторичных рудных проявлений, обусловлено развитием в последних реакции гранитной магмы с эпизональными (метаморфическими, формационными и метеорными) водами. Согласно модели Симпсона и др. [3], процессы рудообразования начинаются при высокотемпературных реакциях с метаморфическими и формационными водами, которые при более низких температурах вовлекаются в гидротермальные циркуляционные системы в трещинных зонах вместе с потоком метеорных вод. Такая модель предполагает, что тип уранового оруденения, связанного с гранитами, зависит не только от химизма

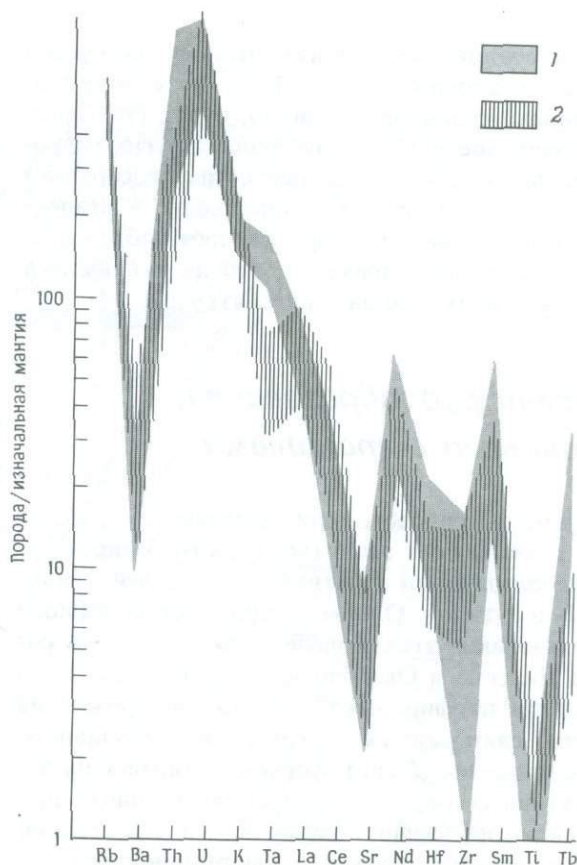


Рис. 1. Сравнение «металлоносных» гранитов Кеангорм высокой теплогенерации из каледонид Шотландии с «минерализованными» гранитами Корнубского батолита юго-западной Англии (в последнем случае пробы отобраны вдали от зон оруденения). Степень геохимической эволюции в этих двух батолитах весьма близка; устанавливаются лишь крайне незначительные различия, хотя в массиве Кеангорм нет сколько-нибудь существенного оруденения, а Корнубский батолит является центром крупной металлогенической провинции. 1 — граниты Кеангорм; 2 — граниты юго-западной Англии.

самой интрузии, но также от положения ее в земной коре, особенностей литологии вмещающих пород, степени их метаморфизма и развития систем трещин. Предполагается, что характеристика «металлоносных» гранитов и их отличие от «минерализованных» разностей (положение в земной коре, роль тектонических нарушений, контролирующих внедрение гранитов и рудные концентрации, а также геохимические и геофизические признаки) могут помочь в планировании поисковых программ указанием на наиболее вероятные способы концентрации урана и

сопутствующей минерализации в фундаменте и толщах осадочного чехла. Наличие «минерализованных» гранитов, очевидно, будет указывать на возможное присутствие жил и других гидротермальных месторождений с высокосортным урановым оруденением в дополнение к осадочным и ролловым месторождениям, образовавшимся главным образом в результате выноса урана из таких ураноносных интрузий.

Модели рудообразования, связанного с гранитами

Поиски уранового или оловянного оруденения, связанного с гранитами, часто базируются на использовании генетических моделей гранитов *I*- и *S*-типов. Одним из примеров подобного использования этих моделей может служить работа Уилсона и Окерблома [17] в Швеции. В то время как порфировые *Cu* — *Mo*-месторождения обычно связываются с гранитами интрузивного происхождения (*I*-тип), формирующимися на деструктивных окраинах литосферных плит, при изучении оруденения, связанного с процессами взаимодействия магмы с формационными и (или) метеорными водами, генезис «двуслюдяных» олово- и ураноносных гранитов обычно приписывается явлениям анатексиса в пределах земной коры в областях увеличивающихся мощностей сиала в «геосинклиналях» [18] или в зонах смыкания островных дуг с континентальной плитой или двух континентальных плит [19]. Образование оловянного и уранового оруденения в таких гранитах связывается с процессами палингенеза богатых водой осадков [20], при этом образование жил с урановой смолкой считается результатом нисходящей перколяции растворов из зоны выветривания [20, 21]. Такие граниты, как образовавшиеся за счет протоосадков, относятся, по Чаппелу и Уайту [22], к *S*-типу. Они характеризуются: сравнительно низким содержанием натрия и высоким содержанием калия и алюминия; ограниченным уровнем колебаний преимущественно высоких содержания SiO_2 ; весьма неправильными вариационными графиками элементов; высокими значениями первичных отношений изотопов стронция; отсутствием роговой обманки и присутствием био-

тита и мусковита; наличием в качестве аксессуаров монацита и граната, а не сфена; т. е. характеризуются рядом признаков, присущих осадочной толще, из которой эти граниты образовались при частичном плавлении. Недавно Беккинсейл [23] при рассмотрении оловоносных гранитов Юго-Восточной Азии указал на новые критерии: обогащение изотопом ^{18}O и низкие значения отношений окисного железа к закисному. Когда граниты *S*- и *I*-типа встречаются вместе, первые из них обычно располагаются на «океанической» стороне по отношению к последним.

Другие исследователи [3, 4, 10] используют для оруденения, связанного с гранитными интрузиями, несколько иную модель. Вслед за Митчеллом и Гарсоном [24] они полагают, что возникновение комплексов «металлоносных» гранитов связано с подкоровыми процессами на деструктивных окраинах литосферных плит (рис. 2) и что эти граниты образуются вдоль глубинных разломов в конце орогенических циклов. Поскольку гранитные магмы поднимаются в пределы земной коры, они должны быть водонедосыщенными [25], а оруденение в них, как считают, развивается первоначально в результате гидратации гранитов посредством захвата при высоких температурах (метаморфизм) флюидов вмещающих пород. На той же стадии, т. е. при дейтерическом преобразовании гранитной магмы, начинается изменение силикатов и аксессуарных минералов, а по мере остывания магмы и образования трещин развивается гидротермальная конвекция потоков формационных, а затем и метеорных вод в возникающих трещинных системах (рис. 3). Такой модели не противоречат результаты изучения газожидких включений из батолита юго-западной Англии, которым установлены слабо минерализованные флюиды, содержащие *B*, *S*, *Sn*, *Cu*, *Pb* и *W*, в гранитах Дартмур, флюиды низкой и средней солености в минерализованных (*Sn* — *W* — *Cu*) гранитах Карменеллис и в целом повсеместное развитие низкотемпературных флюидов низкой солености в гранитах всей юго-западной Англии. Осаждение олова в виде касситерита происходит, когда в гидротермальной системе устанавливаются температуры около 450 °C [26], при этом касситерит может сопровождаться небольшим количеством рассеянного урани-

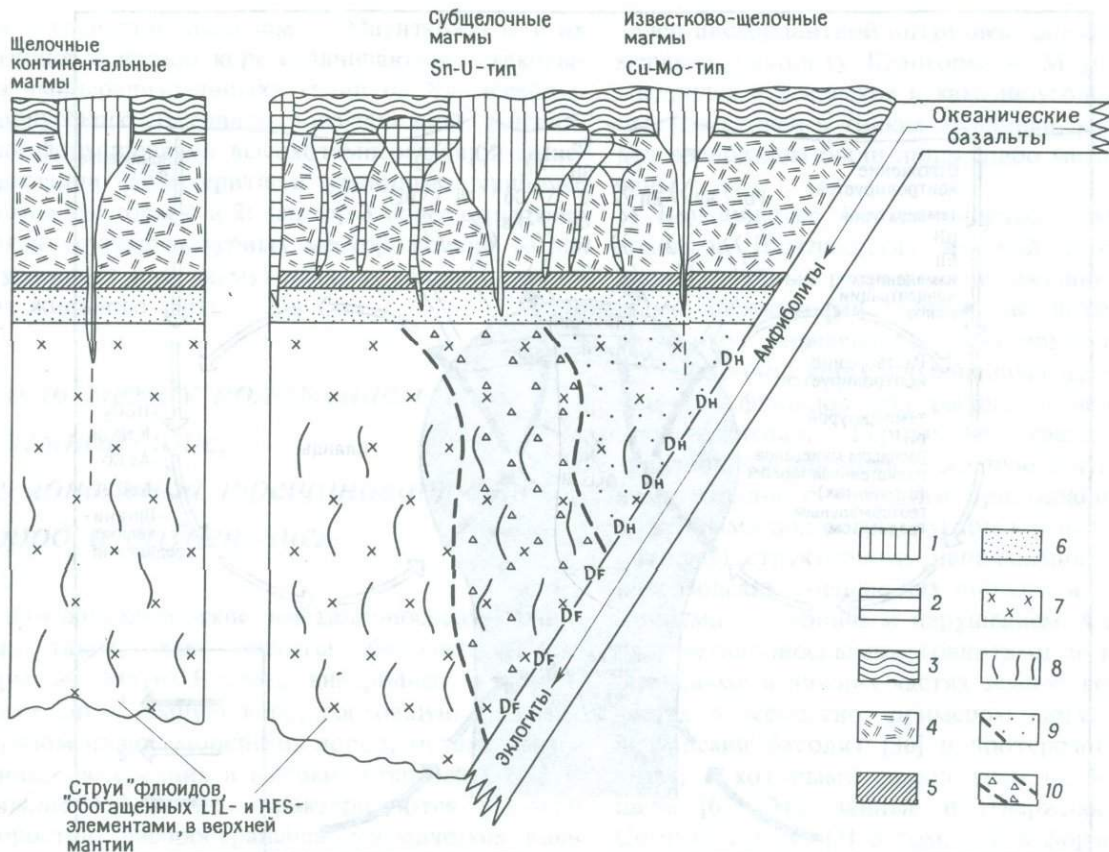


Рис. 2. Схематический разрез через зону субдукции на континентальной окраине, показывающий влияние процессов перемещения летучих в верхней мантии на характер и положение кислых магматических очагов, в которых доминируют ювенильные компоненты. Образование магм высокой теплогенности (Sp—U-типа) связывается с процессом дефлюоризации в погружающейся плите, который ведет к удалению LIL- и HFS-элементов из перекрывающего мантийного клина и их ранней концентрации в нижней зоне земной коры. 1, 2 — интрузии (1 — с преобладанием ювенильных компонентов, 2 — с преобладанием коровых компонентов); 3 — метаморфические породы; 4 — гранулиты (верхний амфиболитовый комплекс фундамента); 5 — зона перехода между фундаментом и нижними горизонтами земной коры; 6 — нижние горизонты земной коры; 7 — верхняя мантия или тектоносфера; 8 — обогащенные жилы¹; 9 — клин мантии, где могут проходить флюиды, обогащенные галогенами. D_H — дегидратация; D_F — дефлюоризация.

нита; что касается тонкозернистой настурановой минерализации, то она образуется позднее при более низких температурах (150 °C или менее) в хорошо развитых системах жил. В соответствии с этой моделью характерные для гранитов S-типа высокие значения изотопных отношений Sr, обогащение ¹⁸O и низкие значения отношений окисного железа к закисному являются результатом реакции между гранитами и вмещающими их породами. Исследования [27, 28], проведен-

ные независимо от выше цитированных, показали, что высокие содержания бора в батолите юго-западной Англии являются также результатом метасоматических изменений гранитов растворами, поступающими из вмещающих пород (граувакк и сланцев).

Изучение метаморфических ореолов дает дополнительные подтверждения такой модели рудообразования. Ярдли и Лонг [29] показали для адамеллитов Иски в Ирландии, что образование

¹ Очевидно, имеются в виду потоки («струи») идущих от зоны субдукции флюидов. — Прим. перев.

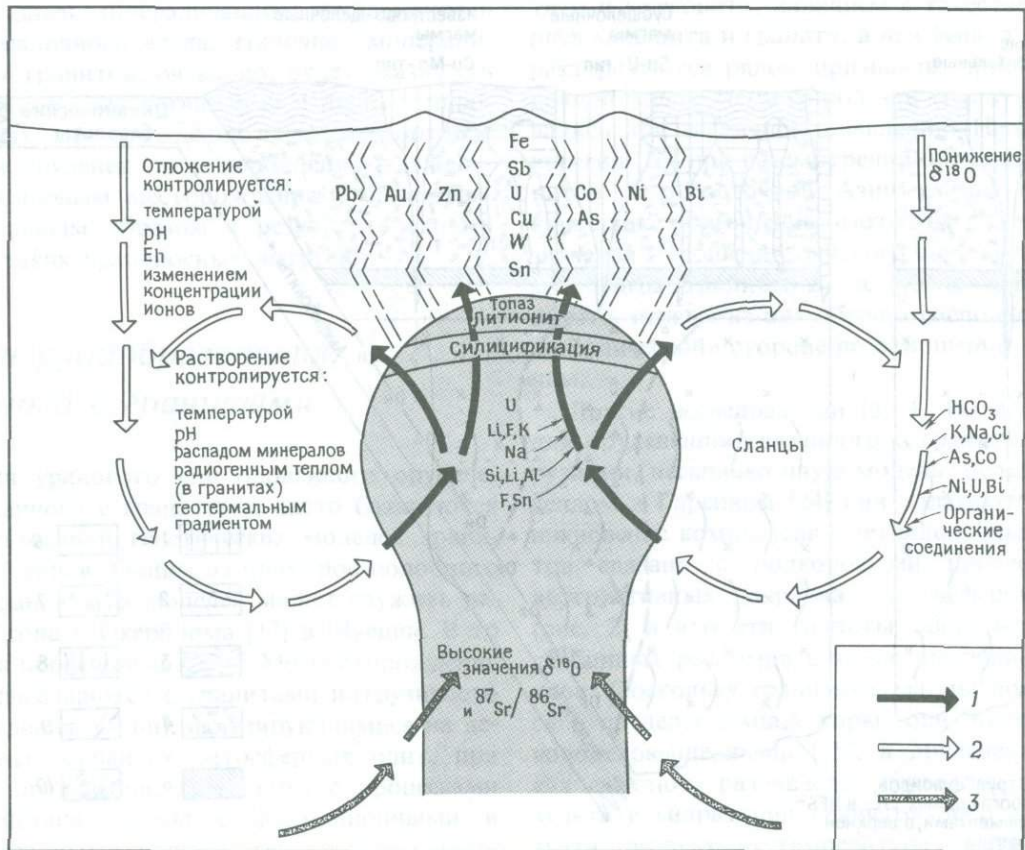


Рис. 3. Модель реакционного взаимодействия между безводной гранитной магмой, обогащенной металлами, фтором и хлором, и боковыми породами, содержащими формационные и метаморфические воды, которые поступают в метеорные гидротермальные конвекционные системы, порождающие оруденение жильного типа. 1, 2 — метеорные воды (1 — горячие, 2 — холодные); 3 — метаморфические воды.

метаморфических ореолов, предполагающее приток H_2O из вмещающих пород в водонедосыщенную гранитную магму, ведет к десиликации ореолов (образованию корундсодержащих минеральных ассоциаций) и их окислению (выражающемуся в изменении граната и биотита до магнетита). Полагают, что именно такое образование магнетита определяет наличие магнитных ореолов вокруг этих интрузий [4, 30], хотя их образование зависит и от наличия буферующих комплексов, а они, очевидно, должны формироваться только в сравнительно безводных участках коры. Для гранитов Ардара (графство Донегол) Аткин [31] показал, что ряды крупных минералов железа в интрузивах являются функцией состава вмещающих интрузию пород, влияющего на результаты реакций окисление — восстановление.

Рассматриваемая модель уранового оруденения, ассоциирующегося с гранитами, требует: 1) наличия «металлоносных» (Sn—U) среднещелочных гранитов или гранитов «переходного» типа, поднимающихся в пределах земной коры до уровней, на которых могут создаваться тепловые аномалии; 2) присутствия адекватных количеств воды подходящего химического состава для гидратации и изменения первичных силикатов (для рудообразования будут благоприятны породы низких степеней метаморфизма и в значительной части пелитового состава, в особенности графитовые сланцы); 3) наличия хорошо развитых систем трещин, особенно при низкотемпературном рудообразовании.

Эта модель рассматривается на примере гранитов британских каледонид и герцинид Европы. Геохимические особенности «металлонос-

ных» гранитов Кеангорм — Маунт-Бэтток и их позиция в земной коре сравниваются с таковыми «минерализованных» гранитов Хелмсдейл и Корнубского батолита юго-западной Англии. Для формирования высокотемпературной минерализации касситерита и уранинита наиболее важны факторы 1 и 2; фактор 3 более существен для низкотемпературных месторождений — настурановых или висмутовых, т. е. для оруденения жильного типа.

Связь между положением в земной коре, региональной трещиноватостью пород и оруденением

Позднекаледонские «металлоносные» граниты, такие, как граниты батолита Кеангорм — Маунт-Бэтток, внедрились в континентальную земную кору, состоящую главным образом из докембрийских пород, метаморфизованных до средних и высоких степеней [32, 33]. Нижние 15—20 км характеризуются высокой скоростью распространения сейсмических волн и, как считают, сложены гранулитами, сходными с теми, что развиты в льюисском фундаменте¹ на северо-западе Шотландии [34]. Верхний горизонт земной коры в западном обрамлении массива Кеангорм состоит из средне- и высокометаморфизованных осадков Мойнской толщи (северная и центральная части Северо-Шотландского нагорья), а в восточном обрамлении массива Маунт-Бэтток — из дальредских метаосадков и метавулканитов различных (от низких до высоких) степеней метаморфизма (Грампианские горы). Оба эти комплекса испытали неоднократно складкообразование и метаморфизм задолго до внедрения поздних гранитов — в мойнское время (на рубеже 900 млн. лет или несколько ранее) и в раннекаледонское время (в дальредскую эпоху, когда раннекаледонские дислокации достигли своего апогея, — около 500—470 млн. лет) [35]. Напротив, батолит юго-западной Англии, также являющийся по-

здней дискордантной интрузией, близкой по размерам к батолиту Кеангорм — Маунт-Бэтток, внедрился в девонские и каменноугольные сланцы, известняки и тонкие песчаники, которые перед внедрением были лишь слабо метаморфизованы.

Большинство «металлоносных» каледонских гранитов Шотландских нагорий локализуется вдоль линейных разрывов, не связанных с местными структурами, положение которых, по видимому, определяется разломами в нижних частях земной коры, служившими путем миграции для флюидов или расплавов подкорового происхождения. Герцинские граниты юго-западной Англии имеют сходную связь с разрывами запад-юго-западного простирания, расположенными под острым углом к основному (широтному) структурному направлению в верхнепалеозойских вмещающих породах и также связанными с глубинным нарушением. Связь между «металлоносными» гранитами и крупными разрывами в нижних частях земной коры отмечается повсеместно; примером могут служить перуанский батолит [36] и протерозойские граниты, с которыми связан уран на Канадском щите [6]. Эти данные подтверждают вывод Симпсона и др. [3] о том, что в формировании материнских магм принимали участие подкоровые источники.

Хотя крупные глубинные разломы земной коры могут способствовать поступлению в верхние горизонты «металлоносных» гранитов, для более позднего гидротермального перераспределения урана и сопутствующих металлов с образованием оруденения жильного типа после внедрения необходимо развитие сети трещин в верхней коре, способной пропустить большие объемы флюидов как через граниты, так и через окружающие их породы. Серии рудных жил, выполняющих трещины, закономерно расположены в гранитах юго-западной Англии и вокруг них; эти трещины, по видимому, приоткрывались под действием регионального стресса [37]. В Шотландии рудные жилы очень редки, даже пустые пегматиты и кварцевые жилы пользуются ограниченным распространением. Малые количества воды в метаморфических комплексах, через которые поднимались здесь граниты, ограничивали объем летучих элементов, поглощенных магмой перед консолидацией, а полуарид-

¹ Синоним — гебриды (докембрийский фундамент в Шотландии). — *Прим. перев.*

ный климат девонского времени не способствовал поступлению больших количеств метеорных вод. В связи с этим, хотя сосюритизация гранитов и наблюдается местами вдоль трещин и разломов и с ней связано ограниченное перераспределение урана (чем объясняются высокие содержания его в водах), основная масса металлоносных гранитов остается неизменной и несет уран только в виде аксессуариев [3]. Таким образом, разрушенные и сосюритизированные граниты в батолите Кеангорм — Маунт-Бэтток, отнесенные к разряду рудопроявлений, так же как и высокие содержания урана в водах, главным образом в краевых частях массива, ничего не значат. Эти рудопроявления обычно локализируются в пониженных участках или долинах, возникших в результате ледниковой или речной эрозии, в то время как неизменные внутренние части гранитов образуют приподнятые массивы, пересеченные несколькими, глубоко врезанными долинами. Весьма возможно, что удаление урана водой было ограничено: 1) малым количеством формационных или метаморфических вод, которые могли бы обусловить гидратацию и увеличение в объеме гранитов в процессе консолидации; 2) недостатком метеорных вод для образования гидротермальной системы вследствие аридности климата; 3) малым количеством крупных трещин в зоне контакта или во внутренних частях гранитов.

В этих условиях при внедрении богатой ураном гранитной магмы в верхние горизонты земной коры не генерируется гидротермальное оруденение. Тем не менее эти условия были благоприятны для ремобилизации урана в осадочном процессе, когда обогащенные ураном граниты были эродированы несколько ранее или во время накопления Древних красных песчаников во внутренних бассейнах. Действительно, обогащенные органическим веществом осадки средних горизонтов Древних красных песчаников в Оркадском бассейне, обрамленном на юге батолитом Кеангорм — Маунт-Бэтток, содержат локальные сингенетические скопления урана и сопутствующих металлов и характеризуются более высоким содержанием урана в водах, нежели другие формации Шотландских нагорий.

Небольшое количество эпигенетических урановых проявлений, контролируемых зонами разрушений, встречено в связи с гранитами Хелмс-

дейл и перекрывающими их аркозами Аусдейл [38], а также в районе Стромнесс на Оркнейских островах. Хотя эти месторождения малы, они хорошо иллюстрируют различие между магматическими процессами, в ходе которых уран перемещается из глубин, и процессами верхнего уровня, приводящими к образованию рудных месторождений в близповерхностных условиях.

Геохимические особенности гранитов высокой теплогенерации

Геохимические критерии разделения «металлоносных» гранитов и «минерализованных» обсуждаются на примере «металлоносных» гранитов батолита Кеангорм — Маунт-Бэтток и «минерализованного» батолита юго-западной Англии, которые относятся в обоих случаях к субщелочным гранитам высокой теплогенерации с Sn — U-специализацией.

Химическому составу этих двух батолитов присущи многие черты сходства, если с данными по батолиту Кеангорм — Маунт-Бэтток сравнивать данные той части Корнубского батолита, которая располагается вдали от зон оруденения. Парные графики для широкой гаммы LIL и HFS-элементов, например для Zr/U (рис. 4), Sr/U (рис. 5), Sn/U и Sr/Rb (рис. 6), Sr/K, Ba/K, Ba/Rb, K/Rb и Zr/Rb, показывают весьма высокое сходство, которое позволяет предполагать, что наблюдаемые содержания представляют собой первичные магматические концентрации этих элементов и свидетельствуют о сходном характере магматической эволюции. Однако детальное картирование в районе Дартмур [39] указывает на широкие вариации в размерах зерен, наблюдаемых в разных образцах гранитов, но при этом текстурно различные разности их, подразделяемые на шесть групп, не обнаруживают закономерных геохимических различий между группами или внутри них [28]. Вариации геохимического состава для всех шести групп, взятые усредненно, лежат в пределах поля, установленного ранее для массива Кеангорм [4] (рис. 7). Таким образом, отсутствуют какие-либо текстурные или геохимические признаки, свидетельствующие, что Корнубский батолит

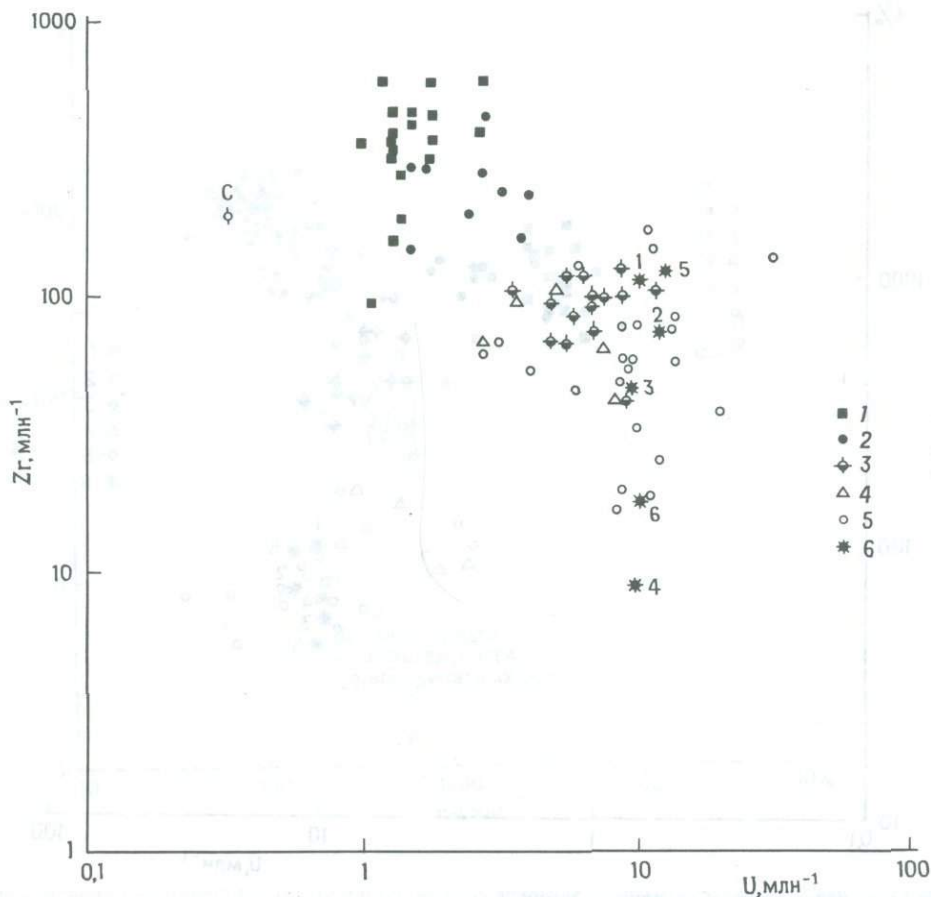


Рис. 4. Диаграмма цирконий — уран. Данные по гранитам Дартмур приведены как средние для шести структурных разновидностей, показанных на рис. 7 (обратите внимание на близость данных по гранитам Дартмур и Кеангорм; *C* — среднее значение для льюисского фундамента). 1—6 — пробы из гранитных массивов: 1 — Фойерс; 2 — Стронтиан; 3 — Хелмсдейл; 4 — Эттив; 5 — Кеангорм; 6 — Дартмур (\bar{x}).

породил связанные с ним рудные месторождения при прогрессивно развивающемся фракционировании магмы на высоких уровнях.

Образцы из Дартмура, однако, заметно обогащены Li, Sn и В по сравнению с образцами Кеангорма, о чем свидетельствуют парные диаграммы элементов Li/Sr, Sn/Zn, В/Si и В/Ga. Можно предположить, что такое обогащение обусловлено широким повсеместным высокотемпературным метаморфизмом и взаимодействием пород с формационными водами, которое, вероятно, имело место ранее развития оруденения жильного типа (см. также подтверждающие данные по газово-жидким включениям Ранкина и Олдертона [26]).

Материалы геохимических карт [40] и лито-

геохимии [28] позволяют предполагать, что вторичное обогащение гранитов Li и Sn происходило тем же способом, который был предложен ранее Симпсоном и др. [3] для урана. Обогащение бором так просто не объясняется. В каледонских ураноносных гранитах уровень содержания бора обычно ниже 10 млн^{-1} , и в гранитах Кеангорм он составляет только около 1 млн^{-1} , что сравнимо с его кларковым содержанием для гранитов. В гранитах корового происхождения известны более высокие средние содержания бора (до 50 млн^{-1}). В гранитах Дартмур вдали от зон оруденения они достигают 900 млн^{-1} при значительно более высоких средних значениях и стандартных отклонениях, чем в любых каледонских гранитах (рис. 8). Детальные минерало-

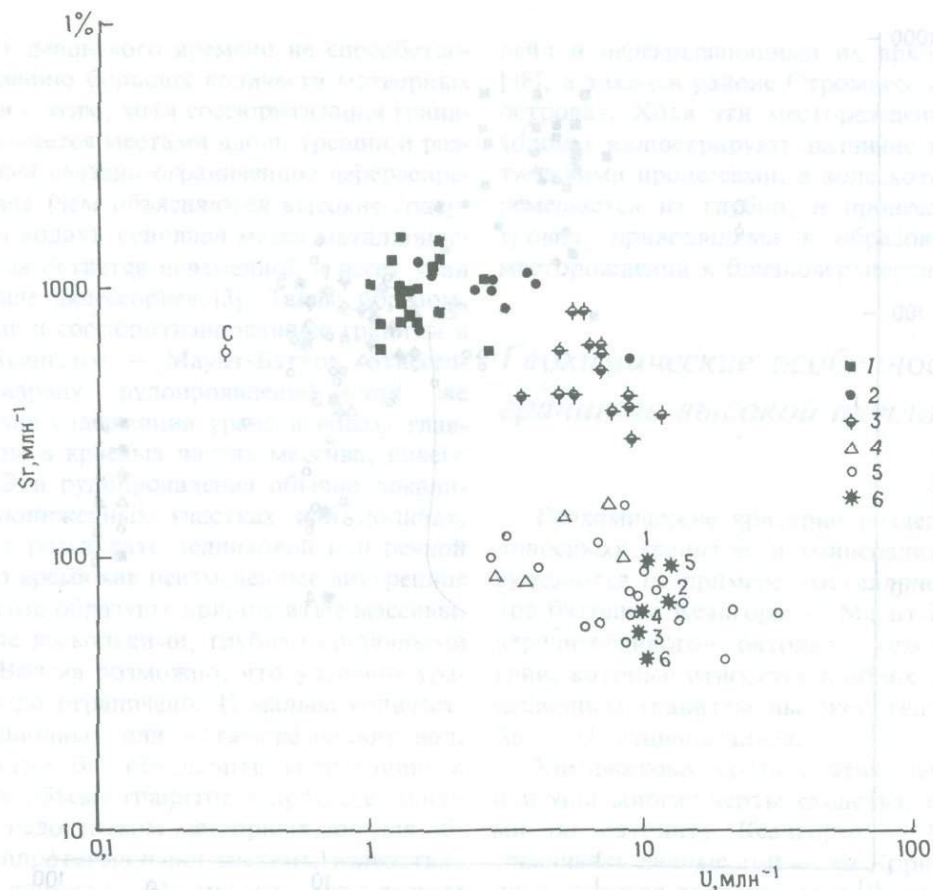


Рис. 5. Диаграмма стронций — уран. (См. подпись к рис. 4.).

гические исследования [3, 27] показывают, что бор в гранитах юго-западной Англии представлен вторичным турмалином. Это свидетельствует в пользу того, что источником бора в гранитах Дартмур, по всей вероятности, являются осадочные породы из метаморфического ореола Корнубского батолита, откуда он, вероятно, был ремобилизован при термальном метаморфизме и гидратации гранитов.

Итак, высокие и неравномерные содержания бора в «минерализованных» гранитах, подобных Корнубскому батолиту, являются теми признаками реакции между гранитами и растворами, содержащимися во вмещающих породах, которые могут быть установлены в пробах, лишенных дискретного оруденения.

В подтверждение этого следует заметить, что Li, Sn и В в Корнубском батолите всегда тесно ассоциируются с последующими гидротер-

мальными рудообразующими процессами вблизи гидротермально измененных и каолинизированных гранитов. Содержание Li в осадках потоков, как показано в Атласе Вольфсона [40], колеблется в пределах $200\text{--}400 \text{ млн}^{-1}$. Рудопоявления Sn широко распространены в жильных образованиях, а бор присутствует в матрице диатрем, таких, как брекчия Вил-Ремфри в гранитах Сент-Остелл [41].

Таким образом, при поисках гидротермального оруденения жильного типа в субшелочных гранитах Sn — U-специализации, характеризующихся высокой теплогенерацией, рекомендуется в основу изучения британских каледонских и герцинских гранитов положить построение диаграмм пар элементов: во-первых, тех, распределение которых главным образом контролируется магматическими процессами, т. е. Sr, Rb, K, Ba, Zr, U, и, во-вторых, Li, Sn и В (т. е. Li/Sr,

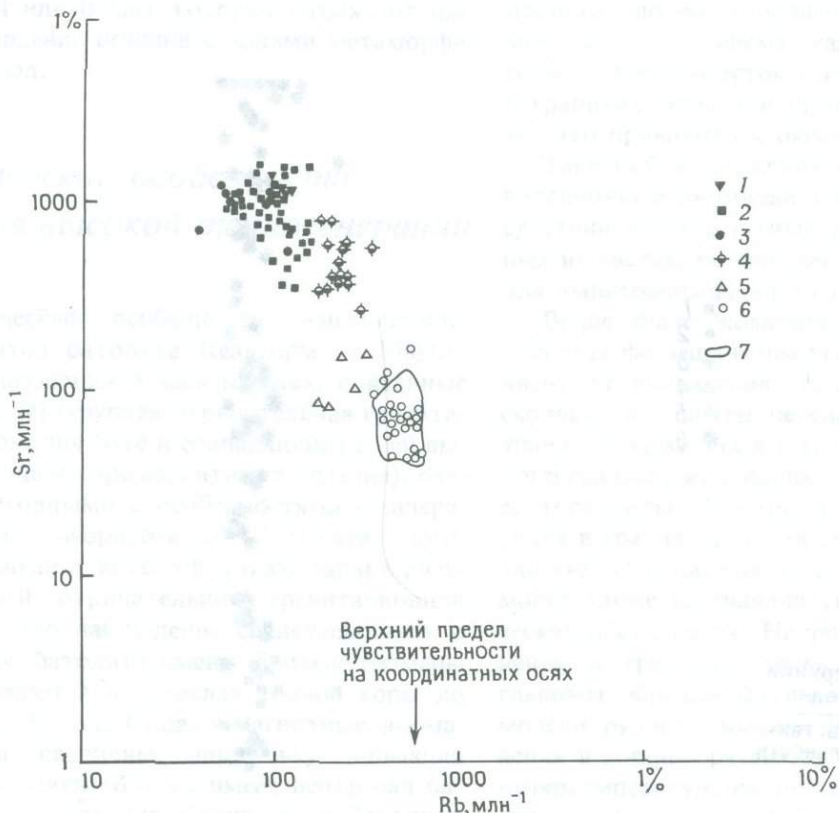


Рис. 6. Диаграмма стронций — рубидий (обратите внимание на совпадение данных по гранитам Кeanгорм с полем, выделенным по гранитам Дартмур; точки A, B, C, D, E, F и Q показывают средние значения для льюисского фундамента). 1—7 — пробы из гранитных массивов: 1 — Рогарт; 2 — Фойерс; 3 — Стронтиан; 4 — Хелмсдейл; 5 — Этив; 6 — Кeanгорм; 7 — Дартмур (поле).

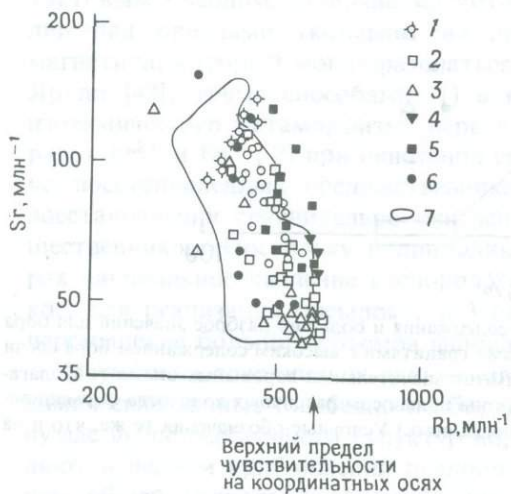


Рис. 7. Отношение Sr:Rb в шести структурных зонах гранитов Дартмур и поле этих данных для гранитов Кeanгорм. Вариации отношений для обоих гранитов близки, а структурные особенности первой группы не влияют на содержание Sr и Rb, т. е. отношение Sr:Rb не показательно для характеристики химического фракционирования в различных структурных зонах гранитов. Возможно, эти различия являются продуктами постмагматической перекристаллизации в водонасыщенных и богатых летучими средами. Важно отметить, что подобные вариации структур отсутствуют в гранитах Кeanгорм, которые сформировались в безводных условиях, характерных для высоких степеней метаморфизма. 1—4 — крупнокристаллические зоны гранитов: 1 — обогащенные мегакристаллами, 2 — мегакристаллические, 3 — бедные мегакристаллами, 4 — с мелкими мегакристаллами; 5—6 — тонкокристаллические зоны гранитов: 5 — обогащенные мегакристаллами, 6 — обедненные мегакристаллами; 7 — поле гранитов Кeanгорм.

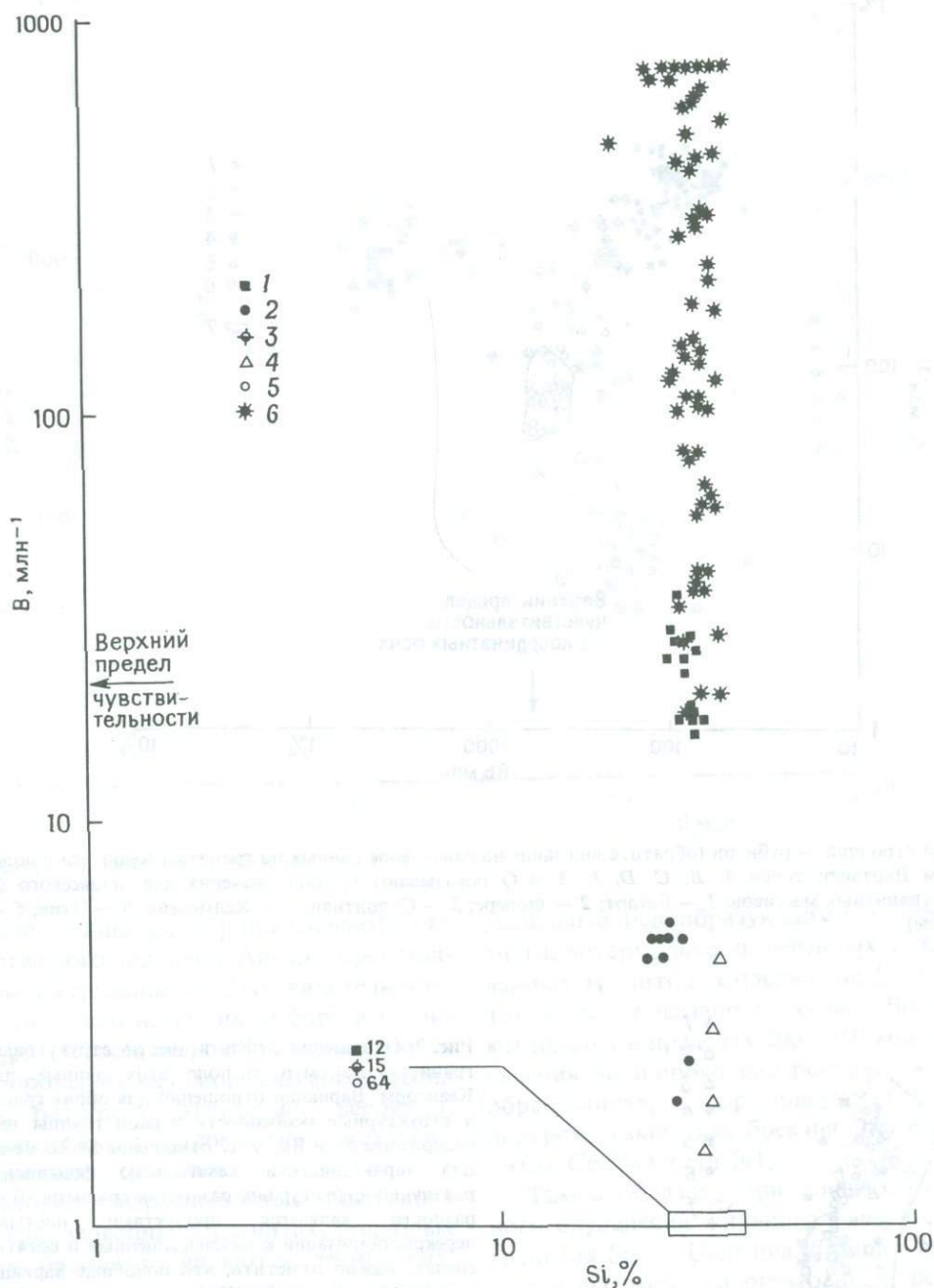


Рис. 8. Диаграмма бор — кремний. (Обратите внимание на более высокие содержания и больший разброс значений для бора в гранитах Дартмур по сравнению с каледонскими гранитами; единственными гранитами с высоким содержанием бора среди каледонской группы являются граниты Фойерс, которые, как считается, имеют значительный коровый компонент. Полагают, что аномально высокие содержания бора в гранитах Дартмур обусловлены привнесом различных количеств формационных и метаморфических вод из боковых пород при внедрении или вскоре после него.) Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

Sn/Zr, B/Si или B/Ga), которые отражают широкое проявление реакций с водами метаморфизируемых пород.

Геофизические особенности гранитов высокой теплогенерации

Геофизические особенности «металлоносных» гранитов батолита Кеангорм — Маунт-Бэтток в шотландских каледонидах, описанные Планта и др. [4] (крупная отрицательная гравитационная аномалия Буге и совпадающая с ней высокоамплитудная аэромагнитная аномалия), оказываются сходными с особенностями «минерализованного» Корнубского батолита юго-западной Англии, который также характеризуется крупной отрицательной гравитационной аномалией. Это наблюдение свидетельствует о том, что оба батолита имеют близкие размеры и прослеживаются в пределах земной коры до глубины 12—15 км. Однако магнитные аномалии весьма различны, поскольку аномалия Кеангорм — Маунт-Бэтток имеет центр над батолитом, тогда как для Корнубского батолита такой аномалии не наблюдается, а имеются две линейные аномалии вдоль северных контактов гранитных массивов Дартмур и Бодмин.

Граниты Эттив в каледонидах Шотландии имеют крупную округлую аэромагнитную аномалию, центр которой располагается над контактовым ореолом. Наличие магнитной аномалии над ореолами указывает на присутствие магнетита, который мог образоваться, согласно Ярдли [42], тремя способами: 1) в результате изохимического метаморфизма первичных минералов Fe^{2+} и Fe^{3+} ; 2) при окислении сравнительно восстановленных предшественников; 3) при восстановлении сравнительно окисленных предшественников. Поскольку в природных растворах парциальное давление кислорода очень низкое, для реализации посылок 2 и 3 необходимо перемещение больших объемов флюидов.

Изучение газово-жидких включений [26], геохимические данные (особенно по бору) и упомянутые выше особенности структур пород позволяют в первом приближении предполагать, что при общей гидратации Корнубского батолита

происходило восстановление магнетита до ильменита, в то время как в батолите Кеангорм — Маунт-Бэтток таких реакций не было, а в гранитах Эттив они протекали только частично, что приводило к окислению ореола.

Таким образом, крупные отрицательные гравитационные аномалии над гранитами при отсутствии аэромагнитных аномалий в центральных их частях, по всей вероятности, характерны для «минерализованных» гранитов.

Выше было показано, что на Британских островах формирование урановых провинций зависит от проявления кислого магматизма, поскольку с ним связан перенос больших количеств урана, содержащихся в гранитах с высокой теплогенерацией, из нижних частей коры в верхние ее горизонты. Многие аспекты распределения урана в гранитах, рассмотренные здесь для британских каледонских и герцинских провинций, могут также устанавливаться в других геологических обстановках. Например, урановое оруденение в гранитах Хелмсдейл контролируется главным образом фактором 3 описанной здесь модели рудообразования (формирование оруденения в хорошо развитых системах трещин при низкотемпературном процессе рудоотложения). Это, по-видимому, относится также ко всем случаям связанного с гранитами уранового оруденения в каледонидах [7, 8].

Батолит Саут-Маунтин в Новой Шотландии [43, 44], для которого установлены многие черты, характерные для «минерализованного» Корнубского батолита, имеет крупную отрицательную гравитационную аномалию при отсутствии аэромагнитной аномалии в центральной части массива. В пределах этих гранитов известно урановое оруденение, контролируемое трещинами, а также оловянное оруденение, локализующееся в ловушках в зоне экзоконтакта гранитов, где степень регионального метаморфизма невелика [45].

Ниже приводится пример использования описанной здесь гранитной модели для объяснения формирования урановых провинций в архее и нижнем протерозое, который демонстрирует потенциальные возможности этих построений для общего понимания рудообразующих процессов, а также применимость генетического моделирования при поисках и разведке полезных ископаемых.

Роль гранитов высокой теплогенерации в урановых провинциях архея — нижнего протерозоя

Как указывал Тилсли [46], правильное выявление геологических факторов контроля оруденения имеет важное значение для успешных геологоразведочных работ, которые обычно базируются на хорошо разработанных концепциях и моделях. Он также подчеркивал наличие в истории Земли определенной хронологической приуроченности урановых месторождений и рассматривал ее для четырех главных групп месторождений: конгломератов; жильных месторождений, связанных с палеоповерхностью; месторождений в сланцах; месторождений в песчаниках. Считалось [46—50], что крупные урановые месторождения в архейских — нижнепротерозойских конгломератах, хотя они и не ограничены каким-либо определенным периодом геологической летописи Земли, следует принимать как признак восстановительной или бескислородной атмосферы в период их образования. Однако последующие детальные минералогические исследования, проведенные Симпсоном и Боулсом [51, 52], Уиндли и др. [12], позволили предположить, что ураноносные конгломераты Витватерсранда можно связывать скорее с внедрением высокотеплопродуктивных гранитов примерно 3000 млн. лет назад в мощную (60—70 км) земную кору с последующим их быстрым воздыманием и разрушением при сносе кластического материала в обширные бассейны. Отношения изотопов Nd:Sm в этих раннедокембрийских гранитоидах позволяют считать последние производными мантии. По сравнению с близкими им гранитами фанерозоя эти породы, возможно, содержат более высокие концентрации урана и могут считаться главным фактором, контролировавшим образование урановых провинций в архее.

В бассейне Витватерсранд известны многочисленные серии гранитных куполов, которые как бы вдаются в зеленокаменные породы фундамента. Вилдзон и др. [53] считают, что источник золота, по-видимому, находился в преде-

лах зеленокаменных поясов. Уранинит же, вероятно, поступал из гранитных плутонов в этих архейских поясах или из таких же плутонов в высокометаморфизованных гнейсах, которые обычно распространены между зеленокаменными поясами (например, в Родезийском кратоне), или из гранитов гнейсовых поясов, таких, как подвижный пояс Лимпопо.

В то время как зеленокаменные пояса не воздымались достаточно сильно, высокометаморфизованные гнейсы, которые обычно имеют признаки метаморфической перекристаллизации при давлении 7—11 кбар, были приподняты настолько, что вся верхняя их часть была эродирована. Более того, синформные структуры зеленокаменных поясов местами перекрывают окраины блоков, сложенных высокометаморфизованными гнейсами, а геофизические исследования позволяют предполагать, что эти пояса лежат на гнейсовом фундаменте.

Урановое и золотое оруденение в месторождениях Витватерсранда приурочено к конгломератам, образовавшимся в высокоэнергетических средах (нижние части надгруппы Доминион-Риф), а также к подобным конгломератам и карбонатным рифам низкоэнергетических фаций, образование которых, возможно, связано с развитием колоний микроорганизмов (верхние части надгруппы Витватерсранд). Обе эти надгруппы вместе с надгруппой Вентерсдорп образуют триаду Витватерсранд [54]. Развитие месторождений в триаде Витватерсранд ограничено интервалом примерно 2800—2300 млн. лет, так как возраст подстилающих гранитов, определенный Rb—Sr-методом по породе в целом, составляет 2820 ± 55 млн. лет [55], а возраст кварцевых порфиров из надгруппы Вентерсдорп, определенный по цирконам U—Pb-методом, равняется 2300 ± 100 млн. лет [56]. Данных о содержании урана в названных гранитах очень немного, да они и не могут считаться достоверными показателями первичных магматических концентраций из-за древнего возраста гранитов и сложности геологической истории региона. Ограниченное число нейтронно-активационных анализов на уран, выполненных по пробам из гор Барбертон, показывает содержание в пределах $0,5—1,08 \text{ млн}^{-1} \text{ U}$ для древних тоналитовых гнейсов возраста 3350 млн. лет и $1—14 \text{ млн}^{-1} \text{ U}$ для однородных гранитов Худ возраста

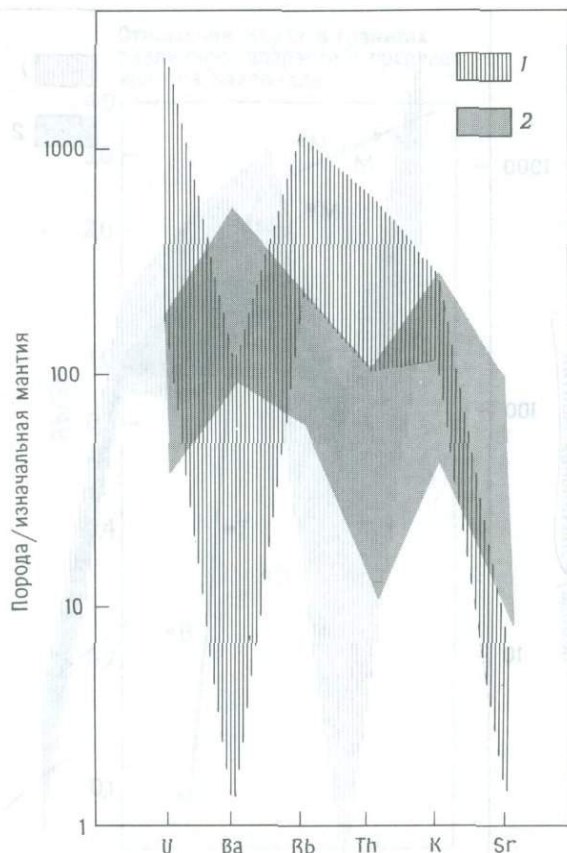


Рис. 9. Сравнительная характеристика каледонских «металлоносных» и «пустых» гранитов (обратите внимание на несовпадение пределов колебаний для всех элементов, за исключением К) [11]. 1 — «металлоносные» граниты; 2 — «пустые» граниты.

3000 млн. лет [57]. Эти данные позволяют предполагать, что в кратоне Каапвааль на рубеже примерно 3000 млн. лет назад происходило образование anomalно ураноносных гранитов.

При изучении эпох гранитизации в кратоне Каапвааль Хантер [58] указывает на образование гранитов на рубежах 3350, 3310, 3100, 3000, 2900, 2700—2600, 2600, 2300 и 2000 млн. лет, отмечая при этом широкие вариации в составе как породообразующих, так и малых элементов, однако данные по урану у этого автора отсутствуют. Среди гранитов возраста 3000 млн. лет, упоминаемых Хантером, — граниты районов Фрейбург и Клерксдорп, а также некоторые граниты массива Худ из региона Барбертон. Оба гранитных массива — Фрейбург и Клерксдорп — лежат в пределах региона возможного источ-

ника сноса на западе для уранинитовых концентраций бассейна Витватерсранд и имеют возраст (U — Pb-метод) 3050 ± 50 млн. лет [59].

В настоящей работе выборочные геохимические данные по породе в целом для гранитов кратона Каапвааль [58] нормализованы по отношению к первичной мантии и сравниваются с геохимическими данными, установленными ранее для «пустых» и «металлоносных» гранитов каледонид Шотландии [10] (рис. 9). Исследования показывают, что в химическом составе гранитов кратона Каапвааль наблюдаются существенные изменения в зависимости от возраста их внедрения.

Все граниты, возраст которых древнее

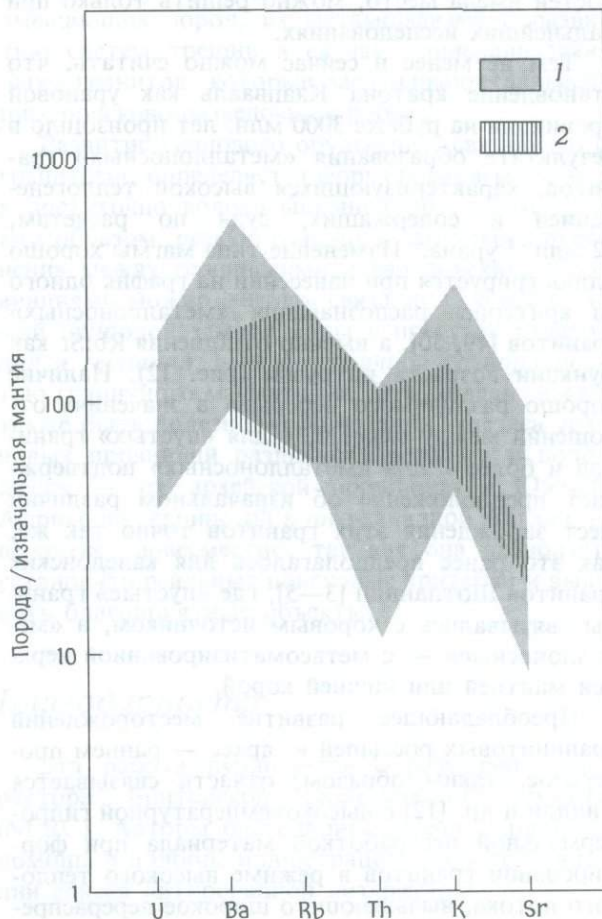


Рис. 10. Сравнение данных по гранитам Каапвааль по Хантеру [58] (возраст гранитов 2,9 млрд. лет и древнее) со сходными пределами значений по «пустым» каледонским гранитам. 1 — «пустые» граниты; 2 — граниты Каапвааль (возраст 3,35; 3,31; 3,1 и 2,9 млрд. лет).

3,1 млрд. лет, относятся к типу «пустых» гранитов (рис. 10). На рубеже 3,1 млрд. лет образуются граниты «переходного» типа, предвещающие появление «металлоносных» гранитов возраста 3,0 млрд. лет. Все последующие интрузии относятся к тому же типу, за исключением «пустых» гранитов возраста 2,9 млрд. лет (рис. 11). Однако плутоны «металлоносного» типа, образовавшиеся 3,0—2,0 млрд. лет назад, отличаются от гранитов более молодого возраста. Содержание олова в них обычно несколько ниже, что может указывать либо на различие источников этих гранитов, либо на потери олова на верхних уровнях при гидротермальной переработке. Какая из этих альтернативных возможностей имела место, можно решить только при дальнейших исследованиях.

Тем не менее и сейчас можно считать, что становление кратона Каапвааль как урановой провинции на рубеже 3000 млн. лет произошло в результате образования «металлоносных» гранитов, характеризующихся высокой теплогенерацией и содержащих, судя по расчетам, 12 млн^{-1} урана. Изменение типа магмы хорошо иллюстрируется при нанесении на график одного из критериев распознавания «металлоносных» гранитов [49, 50], а именно отношения Rb:Sr как функции возраста интрузии (рис. 12). Наличие хорошо различимого перерыва в значениях отношений между менее 0,31 для «пустых» гранитов и более 2 для «металлоносных» подтверждает предположение об изначальном различии мест зарождения этих гранитов точно так же, как это ранее предполагалось для каледонских гранитов Шотландии [3—5], где «пустые» граниты связывались с коровым источником, а «металлоносные» — с метасоматизированной верхней мантией или нижней корой.

Преобладающее развитие месторождений уранинитовых россыпей в архее — раннем протерозое, таким образом, отчасти связывается Уиндли и др. [12] с высокотемпературной гидротермальной переработкой материала при формировании гранитов в режиме высокого теплового потока, вызывающего широкое перераспределение подвижных элементов, например урана, с образованием в гранитах ассоциирующегося с пегматитами ториевого уранинита. Теперь эти пегматиты эродированы, но наличие их доказывалось при исследовании осадков.

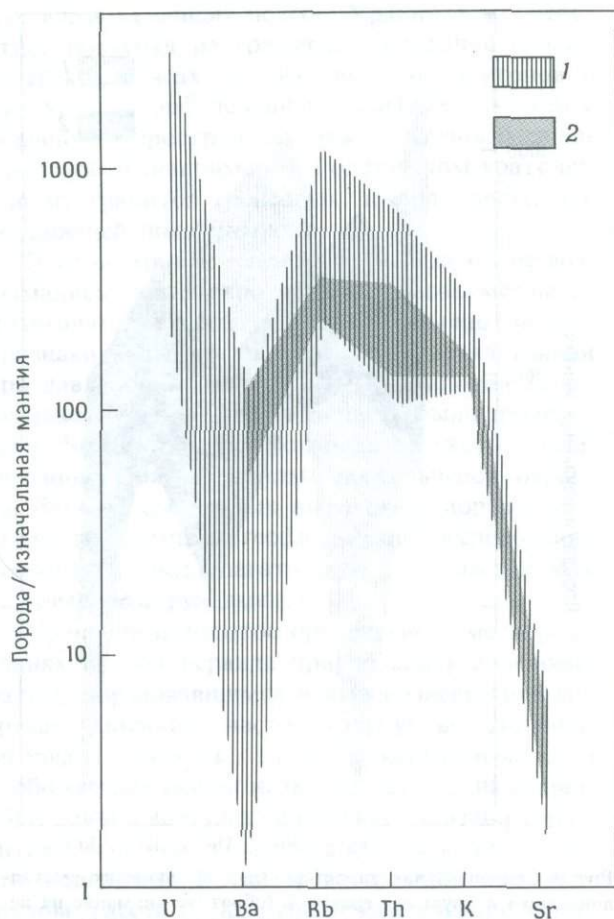


Рис. 11. Сравнение данных по гранитам Каапвааль по Хантеру [58] (возраст гранитов 3,0 млрд. лет и более молодой) со сходными пределами значений по «металлоносным» каледонским гранитам. 1 — «металлоносные» граниты; 2 — граниты Каапвааль (возраст 3,0; 2,7—2,6; 2,3 и 2,0 млрд. лет).

В фанерозойских гранитах оксидное урановое оруденение имеет тенденцию встречаться на более низкотемпературной стадии — в жилах малотермальной урановой смолки, которая менее устойчива к выветриванию по сравнению с кристаллами ториевого уранинита и, следовательно, вряд ли может сформировать россыпные месторождения. Таким образом, отсутствие крупных промышленных россыпных концентраций уранинита в более молодых осадках может также являться отражением частичного сокращения концентраций ториевого уранинита в гранитах в результате общего более низкотемпературного теплового режима.

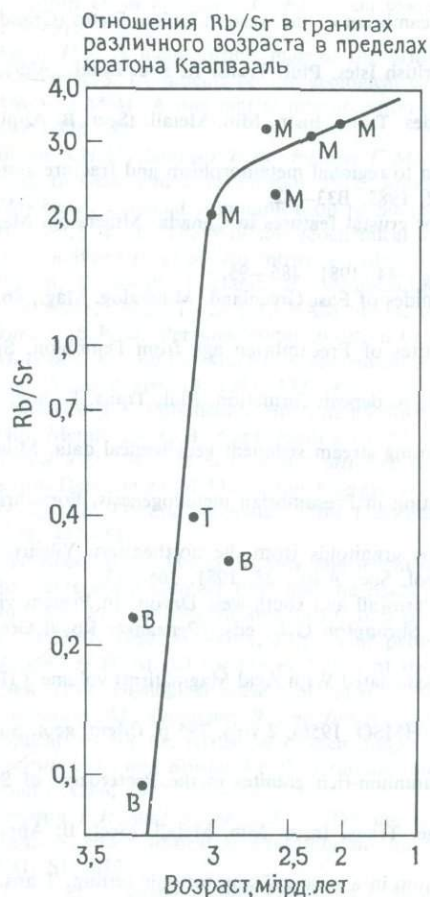


Рис. 12. Диаграмма Rb—Sr, по Хантеру [58], демонстрирующая изменение гранитов от «пустых» (В) через «переходные» (Т) возраста около 3 млрд. лет к «металлоносным» (М). Наблюдаемый крупный разрыв в значениях позволяет предполагать, что пустые и металлоносные граниты происходят из разных источников, как это предполагалось ранее Симпсоном и др. (3) для каледонских гранитов.

Применение этой модели для поисков новых глубоко захороненных урановых месторождений в осадках подчеркивает важность правильного понимания потенциального источника урана, т. е. гранитов, которые на уровне современного среза могут быть лишены вкрапленной минерализации, но которые тем не менее могут являться возможным источником для крупных осадоч-

ных месторождений.

Заключение

Применение генетических моделей типа I и S для высокотеплогенерирующих «металлоносных» и «минерализованных» гранитов каледонид Шотландии или Корнубского батолита юго-западной Англии не дало практических результатов. С другой стороны, не вызывает сомнения важность выявления «металлоносных» гранитов на региональных геохимических и геофизических картах, а также изучения положения гранитов в земной коре при особом внимании к составу вмещающих пород, их метаморфизму и развитию систем трещин в случае «минерализованных» гранитов, которые заслуживают дальнейших поисково-разведочных работ.

Развитие уранового оруденения, связанного с гранитами, определяется формированием магмы в достаточно водонасыщенной обстановке. Таким образом, резкую разницу в характере оруденения между герцинскими и каледонскими провинциями можно считать связанной скорее с самой природой земной коры в пределах каледонид и герцинид, а не с первичной разнородностью гранитного магматизма. Эта модель может также быть полезной в понимании генезиса урановых провинций различного возраста и положения — от архейской провинции в Южной Африке до герцинской в юго-западной Англии и, вероятно, повсеместно, так как она позволяет установить реальные поисковые критерии и выявить благоприятные объекты.

Благодарности

Эта работа публикуется с разрешения директора Британской геологической службы (NERC). Авторы благодарны Джейн Хердли за помощь в подборе иллюстраций и при составлении списка цитированной литературы.

Литература

1. Crutt E.W., Jr. Prospecting criteria for sandstone-type uranium deposits. In Uranium prospecting handbook. Bowie S.H.U., Davis M. and Ostle D., eds. (London: IMM, 1972), 47—78.

2. *Malan R.C.* Summary report: distribution of uranium and thorium in the Precambrian of the western United States (Grand Junction: USAEC, 1972).
3. *Simpson P.R. et al.* Uranium mineralization and granite magmatism in the British Isles. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A291, 1979, 385—412.
4. *Plant J.A. et al.* Signatures of metalliferous granites in the Scottish Caledonides. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 89, 1980, B198—210.
5. *Plant J.A. et al.* Metalliferous and mineralized Caledonian granites in relation to regional metamorphism and fracture systems in northern Scotland. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 92, 1983, B33—42.
6. *Darnley A.G.* The relationship between uranium distribution and some major crustal features in Canada. *Mineralog. Mag.*, 44, 1981, 425—36.
7. *O'Connor P.J.* Radioelement geochemistry of Irish granites. *Mineralog. Mag.*, 44, 1981, 485—95.
8. *Steenfelt A.* Uranium and selected trace elements in granites from the Caledonides of East Greenland. *Mineralog. Mag.*, 46, 1982, 201—10.
9. *Smellie J.A.T.* The mineralogy and genesis of uranium in rhyolitic ignimbrites of Precambrian age from Duobblon, Sweden. *Mineralog. Mag.*, 46, 1982, 187—99.
10. *Watson J.V. and Plant J.A.* The regional geochemistry of uranium as a guide to deposit formation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A291, 1979, 321—38.
11. *Howarth R.J. et al.* Identification of uraniferous granitoids in the U.S.A. using stream sediment geochemical data. *Mineralog. Mag.*, 44, 1981, 455—70.
12. *Windley B.F., Simpson P.R. and Muir M.D.* The role of atmospheric evolution in Precambrian metallogenesis. *Fortschritte der Mineralogie*, в печати.
13. *Stuckless J.S., Bunting J.A. and Nkomo I.T.* U-Th-Pb systematics of some granitoids from the northeastern Yilgarn Block, Western Australia and implications for uranium source rock potential. *J. geol. Soc. Aust.*, 28, 1981, 365—75.
14. *Hosking K.F.G.* Permo-Carboniferous and later primary mineralisation of Cornwall and south-west Devon. In *Present views of some aspects of the geology of Cornwall and Devon*. Hosking K.F.G. and Shrimpton G.J., eds. (Penzance: Royal Geological Society of Cornwall, 1964), 201—45.
15. *Stemprok M., Burnol L. and Tischendorf G., eds.* MAWAM (Metallization Associated With Acid Magmatism) volume 3 (Prague: Geological Survey; Stuttgart: Schweizerbart, 1978), 446 p.
16. *Dines H.G.* The metalliferous mining region of south-west England (London: HMSO, 1956), 2 vols, 795 p. (Mem. geol. Surv. Gt. Br.).
17. *Wilson M.R. and Åkerblom G.V.* Geological setting and geochemistry of uranium-rich granites in the Proterozoic of Sweden. *Mineralog. Mag.*, 46, 1982, 233—45.
18. *Tischendorf G.* The metallogenetic basis of tin exploration in the Erzgebirge. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 82, 1973, B9—24.
19. *Mitchell A.H.G.* Southwest England granites: magmatism and tin mineralization in a post-collision tectonic setting. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 83, 1974, B95—7.
20. *Moreau M.* L'uranium et les granitoides: essai d'interprétation. In *Geology, mining and extractive processing of uranium*. Jones M.J., ed. (London: IMM, 1976), 83—102.
21. *Barbier M.J.* Continental weathering as a possible origin of vein-type uranium deposits, *Mineral. Deposita*, 9, 1974, 217—88.
22. *Chappel B.W. and White A.J.R.* Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 1974, 173—4.
23. *Beckinsale R.D.* Granite magmatism in the tin belt of South-East Asia. In *Origin of granite batholiths: geochemical evidence*. Atherton M.P. and Tarney J. eds. (Orpington, Kent: Shiva Publishing, 1979), 34—44.
24. *Mitchell A.H.G. and Garson M.S.* Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 81, 1972, B10—25.
25. *Brown G.C. and Fyfe W.S.* The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 28, 1970, 310—8.
26. *Rankin A.H. and Alderton D.H.M.* Fluid inclusion evidence for the evolution of hydrothermal fluids in SW England: abstract. *J. geol. Soc. Lond.*, 139, 1982, 96.
27. *Lister C.J.* Quartz-cored tourmaline from Cape Cornwall and other localities. *Proc. Ussher Soc.*, 4, 1979, 402—18.
28. *Simpson P.R. et al.* Geochemical and geophysical criteria in the exploration for uraniferous granites: abstract. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 89, 1980, B129.
29. *Yardley B.W.D. and Long C.B.* Contact metamorphism and fluid movement around the Easky adamellite, Ox Mountains, Ireland. *Mineralog. Mag.*, 44, 1981, 125—31.
30. *Brown G.C. and Locke C.A.* Space-time variations in the British Caledonian granites: some geophysical correlations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 1979, 69—79.
31. *Atkin B.P.* Oxide-sulphide-silicate mineral phase relations in some thermally metamorphosed granitic pelites from Co. Donegal, Eire. In *The Caledonides of the British Isles — reviewed*. Harris A.L., Holland C.H. and Leake B.E., eds. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, no. 8, 1979, 375—84.
32. *Simpson P.R. et al.* The role of metalliferous and mineralised uranium granites in the formation of uranium provinces. In *Uranium exploration techniques: proceedings of the symposium, Paris, June 1982* (Paris: NEA, 1982), 157—68.
33. *Watson J.V. et al.* Uranium provinces in relation to metamorphic grade and regional geochemistry. *Reference 32*, 235—48.

34. Bamford D. and Prodehl C. Explosion seismology and the continental crust-mantle boundary. *J. geol. Soc. Lond.*, 134, 1977, 139—51.
35. Fettes D.J. A metamorphic map of the British and Irish Caledonides. Reference 31, 307—21.
36. Pitcher W.S. Comments on the geological environments of granites. Reference 23, 1—8.
37. Moore J.McM. A mechanical interpretation of the vein and dyke systems of the S.W. England orefield. *Mineral. Deposita*, 10, 1975, 374—88.
38. Bowie S.H.U., Simpson P.R. and Rice C.M. Application of fission-track and neutron activation methods to geochemical exploration. In *Geochemical exploration 1972*. Jones M.J., ed. (London: IMM, 1973), 359—72.
39. Hawkes J. Personal communication to Simpson P.R.
40. Webb J.S. et al. The Wolfson geochemical atlas of England and Wales (Oxford: Clarendon Press, 1978), 79 p.
41. Allman-Ward P. et al. An intrusive hydrothermal breccia body at Wheal Remfry in the western part of the St. Austell Granite Pluton, Cornwall, England. In *Metallization associated with acid magmatism*. Evans A.M., ed. (Chichester, etc.: Wiley-Interscience, 1982), 1—28 (MAWAM Series, vol. 6).
42. Yardley B.W.D. Personal communication to Plant J.A.
43. Muecke G.K. and Clarke D.B. Geochemical evolution of the South Mountain Batholith, Nova Scotia: rare-earth-element evidence. *Can. Mineralogist*, 19, 1981, 133—45.
44. Chatterjee A.K. Polymetallic tin mineralization related to acid magmatism, southwest Nova Scotia, Canada: abstract. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 89, 1980, B194.
45. Keppie J.D., Muecke G.K. and Chatterjee A.K. Folio of the geological maps of Nova Scotia, 1:2 000 000 scale (Halifax: Nova Scotia Department of Mines and Energy, 1979).
46. Tilsley J.E. General discussion of theoretical and practical aspects of uranium geology. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A291, 1979, 447—51.
47. Liebenberg W.R. The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand System, the Dominion Reef, the Ventersdorp Contact Reef and the Black Reef. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 58, 1955, 101—227.
48. Ramdohr P. New observations on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 61, 1958, annexure, 50 p. + 61 plates.
49. Holland H.D. Model for the evolution of the earth's atmosphere. In *Petrologic studies: a volume to honour*. A.F. Buddington (New York: Geological Society of America, 1962), 447—77.
50. Schidlowski M., Eichmann R. and Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precamb. Res.*, 2, 1975, 1—69.
51. Simpson P.R. and Bowles J.F.W. Uranium mineralization of the Witwatersrand and Dominion Reef systems. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A286, 1977, 527—48.
52. Simpson P.R. and Bowles J.F.W. Detrital uraninite and pyrite: are they evidence for a reducing atmosphere? In *Genesis of uranium- and gold-bearing Precambrian quartz-pebble conglomerates*. Armstrong F.C., ed. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 1161, 1981, S1—S12.
53. Viljoen R.P., Saager R. and Viljoen M.J. Some thoughts on the origin and processes responsible for the concentration of gold in the early Precambrian of Southern Africa. *Mineral. Deposita*, 5, 1970, 164—80.
54. Hamiltot G.N.G. and Cooke H.B.S. *Geology for South African students*, 4th edition (Johannesburg: Central News Agency, 1960).
55. Allsop H.L. Rubidium — strontium ages from the Western Transvaal. *Nature, Lond.*, 204, 1974, 361—3.
56. Button A. The Transvaal Supergroup in the Cratonic environment of Southern Africa. In *Precambrian of the southern hemisphere*. Hunter D.R., ed. (Amsterdam, etc.: Elsevier, 1981), 527—34.
57. Erasmus C.S. and Watterson J.I.W. Epithermal-neutron-activation analysis for uranium in Barberton and Bushveld granites. *Natn. Inst. Metall.-Rep. no. 1749*, 1975, 4 p.
58. Hunter D.R. Geochemistry of granitic and associated rocks in the Kaapvaal Craton. *Inf. Circ. Univ. Witwatersrand Econ. Geol. Res. Unit*, no. 81, 1973, 73 p.
59. Rundle C.C. and Snelling N.J. The geochronology of uraniferous minerals in the Witwatersrand triad; an interpretation of new and existing U-Pb age data on rocks and minerals from the Dominion Reef, Witwatersrand and Ventersdorp Supergroups. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A286, 1977, 567-83.

Урановые месторождения Италии

Клаудио Тедеско

Поиски урана: история и результаты

Поиски урана в Италии начались в начале 1950-х годов и проводились частными компаниями, которые вели разведку известных радиоактивных рудопоявлений. В 1954 г. свою деятельность в области поисков урана начали две государственные организации — Комитет по поискам национальных ядерных ресурсов (CNRN) и Национальное общество по углеводородному сырью (ENI), которые несколькими годами позднее стали единственными исполнителями работ.

Максимум активности в области поисков и разведки урана падает на 1958—1960 гг.; в 1960-х годах наблюдался резкий спад с последовавшей затем депрессией на урановом рынке. С 1974 г. ответственность за удовлетворение национальных потребностей страны переходит к ENI, которая продолжала изучать потенциальные возможности итальянского урана.

С этого времени главными объектами поисков становятся кристаллический фундамент и континентальные вулканогенно-осадочные формации в Альпах, Калабрии и на Сардинии, а также четвертичные щелочные вулканические породы центральной Италии [14]. Месторождения урана были найдены во всех этих геологических структурах (рис. 1). Наиболее многочисленные проявления минерализации и месторождения Новацца и Валь-Веделло установлены в вулканогенно-осадочных комплексах постгерцинских бассейнов в Альпах.

В Западных Альпах эти комплексы в альпийское время были метаморфизованы, и соответственно претерпела метаморфизм и перераспределение урановая минерализация, как, например, на рудопоявлениях Прейт и Кунео. Изучение герцинских гранитоидов не дало значительных

результатов: были открыты только несколько жильных проявлений в милонитах массива Монте-Бьянко, а также в перибатолитовых сланцах южной Сардинии. Небольшие рудопоявления установлены также в связи с современными континентальными грубозернистыми отложениями, перекрывающими или находящимися поблизости от гранитоидов, известных в Калабрии и на Сардинии. Субпластовое, низкосортное урановое оруденение, контролируемое уровнем грунтовых вод, развито в четвертичных щелочных вулканитах центральной Италии [12].

Бассейн Коллио

Наиболее интересен в отношении урана находящийся в Ломбардских Альпах пермский бассейн Коллио, к которому приурочены оба промышленных урановых месторождения, известных в Италии, — Новацца и Валь-Веделло. Это один из нескольких континентальных бассейнов, выполненных преимущественно кислыми вулканическими породами и осадками, образовавшимися за счет эрозии метаморфических и вулканических комплексов, которые формировались вдоль края герцинских гор в конце орогенического цикла в позднекаменноугольное время.

Выходы формации Коллио на поверхность известны на площади более 800 км², при этом границы первоначального ее распространения не установлены, так как она и с севера, и с юга обрамляется двумя крупными разрывными структурами (рис. 2). Максимальная мощность формации — примерно 1500 м. На севере она имеет тектонический контакт с кристаллическим фундаментом по обратному сбросу. На юге пермские формации отделены от мезозойских морских отложений также тектоническим контактом. На западе и на востоке бассейн ограничивается двумя структурными поднятиями, где более молодая (верхняя пермь) формация Веррукано залегает несогласно на кристаллическом фундаменте.

Ниже приводится обобщенное описание стратиграфии центральной части бассейна Коллио [1] (рис. 3).

Первой постгерцинской осадочной формацией являются «базальные конгломераты», которые состоят из грубо- и среднезернистых осадков, типичных для высокоэнергетических сред; они несогласно перекрывают гнейсы, слюдястые сланцы и филлиты фундамента. Присутствуют базальные конгломераты только ме-

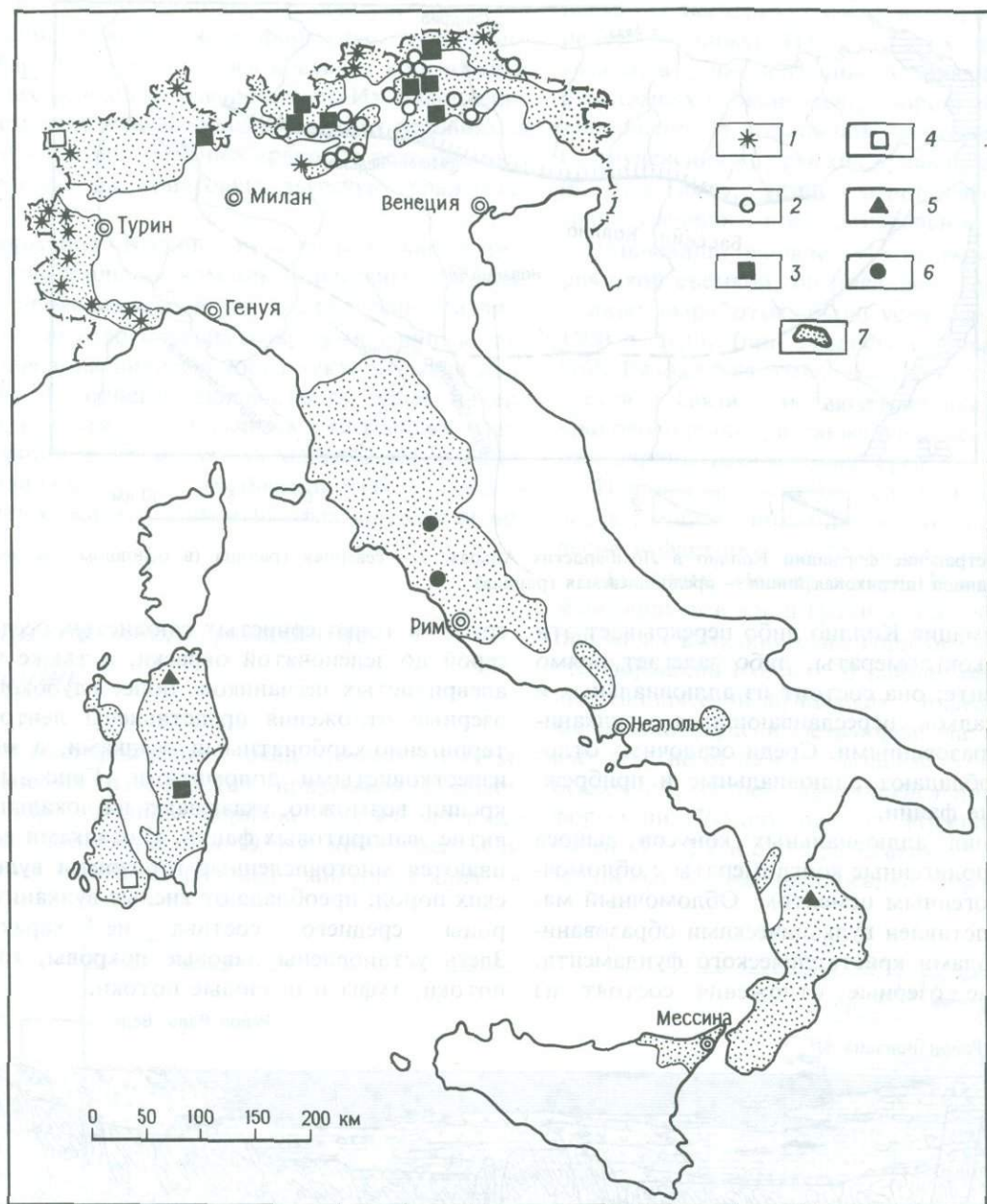


Рис. 1. Урановые месторождения и рудопроявления Италии [14]. 1 — рудопроявления в позднепалеозойских метаосадочных и (или) метавулканических породах; 2 — рудопроявления в пермских песчаниках; 3 — месторождения и рудопроявления в позднепалеозойских вулканических породах; 4 — рудопроявления в зонах катаклаза в гранитах и перибатолитовых сланцах; 5 — рудопроявления в современных осадках, перекрывающих герцинские граниты; 6 — оруденение в четвертичных щелочных вулканических породах; 7 — опескованные площади.

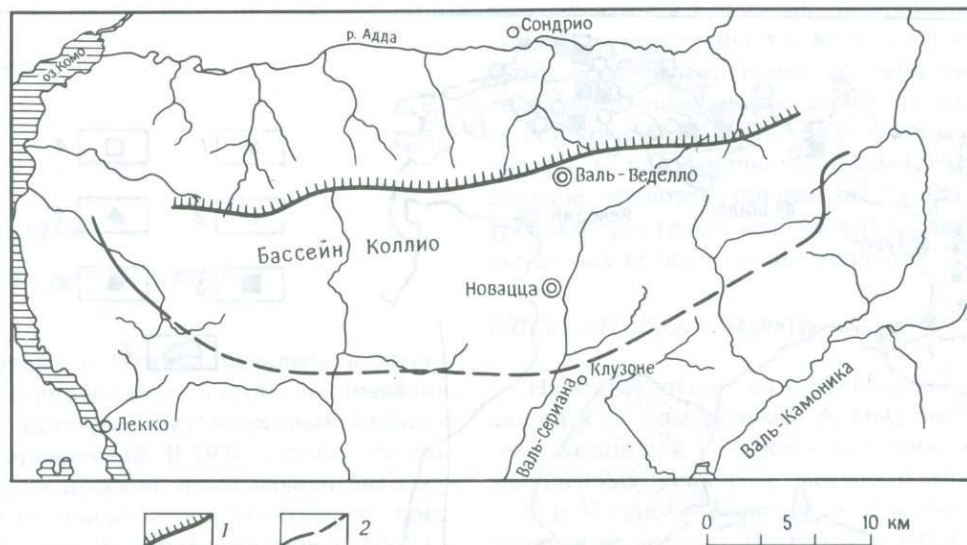


Рис. 2. Распространение формации Коллио в Ломбардских Альпах. 1 — северная граница (в основном тектоническая); 2 — южная граница (штриховая линия — предполагаемая граница).

стами. Формация Коллио либо перекрывает эти базальные конгломераты, либо залегает прямо на фундаменте; она состоит из аллювиальных и озерных осадков, переслаивающихся с вулканическими образованиями. Среди осадочных отложений преобладают аллювиальные и прибрежные озерные фации.

Отложения аллювиальных конусов выноса включают полигенные конгломераты с обломочным и туфогенным цементом. Обломочный материал представлен вулканическими образованиями и породами кристаллического фундамента. Прибрежные озерные отложения состоят из

грубо- и тонкозернистых слюдястых песчаников серой до зеленоватой окраски, а также черных алевритистых песчаников. Более глубоководные озерные отложения представлены ленточными терригенно-карбонатными осадками, а местами известковистыми доломитами. Гипсовые конкреции, возможно, указывают на локальное развитие эвапоритовых фаций. С осадками переслаиваются многочисленные горизонты вулканических пород; преобладают кислые вулканыты, породы среднего состава не характерны. Здесь установлены лавовые покровы, грязевые потоки, туфы и пепловые потоки.

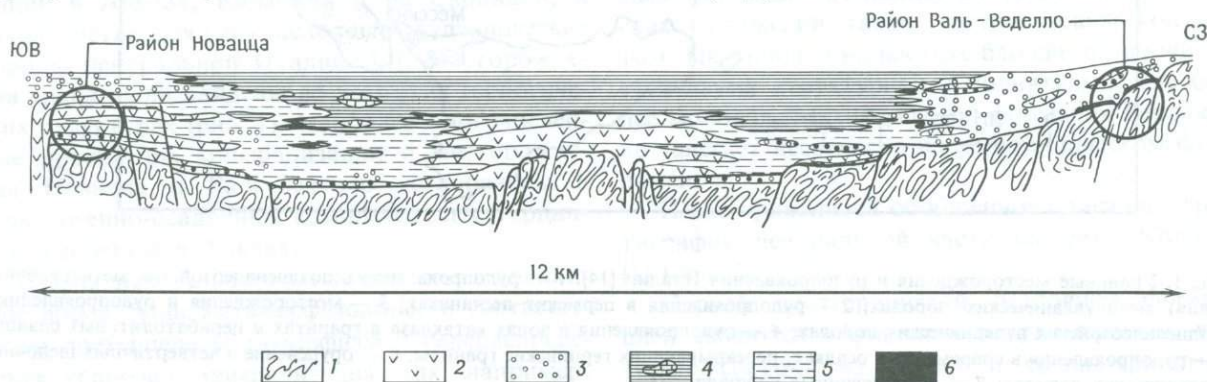


Рис. 3. Схематический разрез через центральную часть бассейна Коллио, показывающий стратиграфическое сопоставление основных комплексов пород в конце эпохи и накопления формации Коллио и их структурное положение [1]. 1 — комплекс основания; 2 — вулканические образования; 3 — отложения аллювиальных конусов выноса; 4 — отложения глубоких частей озера; 5 — прибрежные озерные отложения; 6 — вулканогенные грязевые потоки.

Формация Коллио перекрывается, часто несогласно, отложениями формации Веррукано-Ломбардо, состоящей из красных конгломератов, песчаников и алевролитов. Их накопление происходило в высокоэнергетических условиях, а также в стадию большей зрелости рельефа, указывающую на триасовую морскую трансгрессию.

Формация Коллио подверглась как пермским, так и альпийским тектоническим деформациям; проявление их в пределах бассейна различно из-за литолого-фациальных изменений, а также колебаний интенсивности тектонических движений. Альпийская складчатость более интенсивно развита в пластичных отложениях озерных фаций, в то время как жесткие деформации преобладают в грубозернистых неясно-слоистых осадках аллювиальных конусов выноса.

Урановое месторождение Новашца

Это месторождение, локализующееся в пермских кислых игнимбритах, приурочено к западному борту долины Сериана, в 2 км западнее Громо. Оно открыто в 1959 г. компанией «Сомирен». Однако урановая минерализация в

пермских песчаниках была известна в Альпах и ранее (см. ниже). Изучение этих проявлений показало, что часть урановых минералов рассеяна в обломках вулканических пород. Это привело к заключению о возможном нахождении уранового оруденения в пермских вулканических породах [6, 7], в связи с чем этим породам при поисках урана уделялось предпочтительное внимание.

Аномалии, выявленные наземной радиометрической съемкой, оценивались с помощью подземных выработок; были установлены запасы в 1500 т U_3O_8 (при среднем содержании 0,08%) [16]. Разработка этого месторождения задерживается в связи с неблагоприятным состоянием уранового рынка, а также из-за некоторых проблем охраны окружающей среды.

Недавняя работа Бакоса и др. [1] приводит нас к лучшему пониманию геологии месторождения и факторов контроля (см. ниже).

ГЕОЛОГИЯ. Месторождение Новашца расположено вблизи южной границы бассейна Коллио в одном из вулканических горизонтов нижней части формации Коллио. В районе месторождения кристаллический фундамент сложен парасланцами низкой ступени метаморфизма. Он перекрывается несогласно мощной вулканогенно-осадочной толщей, являющейся нижней частью формации Коллио (рис. 4). Нижние осадочные пачки (S1, S2 и S3) представляют собой грубозернистые обломочные осадки, образующиеся за

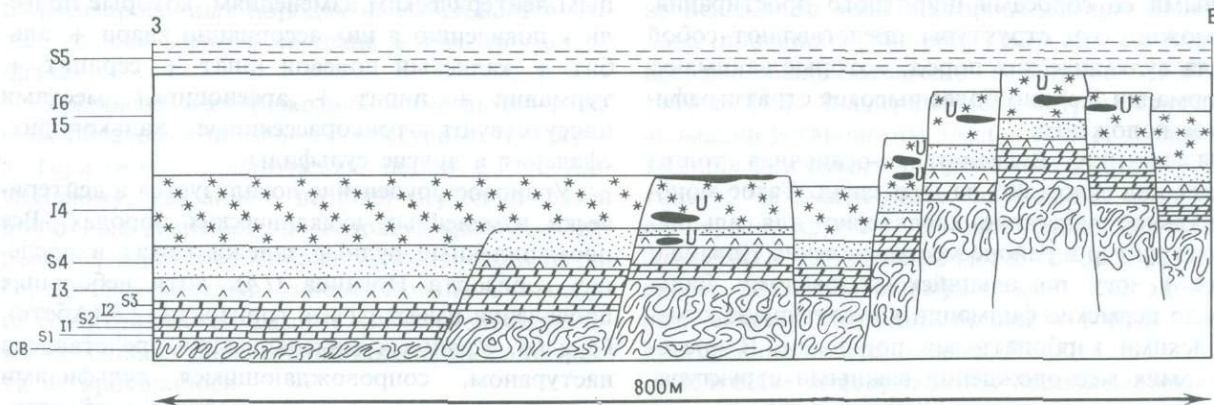


Рис. 4. Палеоструктурная схема района Новашца, демонстрирующая вулканотектоническую структуру, возникшую при синседиментационном сбросообразовании, и размещение уранового оруденения [1]. *CB* — кристаллический фундамент; *S1* — проницаемые грубозернистые отложения; *I1* — гиалоигнимбриты; *S2* — конгломераты и песчаники; *I2* — гиалоигнимбриты; *S3* — конгломераты и песчаники; *I3* — порфириновые игнимбриты (горизонт Абете); *S4* — грубо- и тонкозернистые кластические осадки; *I4* — грубокластические игнимбриты (горизонт Новашца); *I5–I6* — вулканическая толща: игнимбриты, вулканические агломераты, лавы, литокластические туфы, вулканические брекчии; *S5* — тонкозернистые песчаники; *U* — урановое оруденение.

счет пород фундамента в типично высокоэнергетических средах (верхние горизонты сложены преимущественно вулканическими обломками). Мощность всех осадочных пачек сильно варьирует по простиранию (рис. 4).

Прослои вулканических пород в основном представлены кислыми игнимбритами. Нижние пачки (*I1* и *I2*) маломощны (максимум 20 м) и состоят из тонкозернистых витрокластических гиапоигнимбритов. Горизонт Абете (*I3*) мощностью 20—40 м представлен порфиrowыми игнимбритами. Его нижняя часть в основном тонкозернистая, а в верхней преобладают большие куски пемзы и обломки вулканического стекла. Горизонт Новацца (*I4*) представлен грубозернистыми порфиrowыми, одновременно остывшими игнимбритами, включающими многочисленные потоки. Средняя мощность составляет 40 м, колеблясь от 12 до 90 м. В нижней части преобладают обломки пород. Горизонт перекрыт двумя вулканическими толщами (*I5* и *I6*), которые включают многочисленные потоки афанитовых пирокластов, грубокластические игнимбриты, литокристаллические туфы, вулканические брекчии и агломераты, а также лавы среднего (по-видимому, трахиандезитового) состава. Общая максимальная мощность этих двух толщ составляет 120 м.

Этот вулканический комплекс сечется моногенными и полигенными трубками брекчий, связанными со сбросами широтного простирания. Возможно, эти структуры представляют собой жерла вулканических пород, которые занимают в формации Коллио более высокое стратиграфическое положение.

ТЕКТОНИКА. Вулканогенно-осадочная толща падает под углом 20° на юго-запад. Такое моноклиальное залегание характерно для альпийских структур в районе месторождения Новацца; далее к югу по альпийскому разлому Валь-Канале пермские формации контактируют с мезозойскими карбонатными породами. В пределах самих месторождений важными структурами являются синседиментационные сбросы.

Среди доальпийских (пермских) деформаций устанавливаются три главные последовательные фазы [1]. Фаза 1 по возрасту древнее осадочного горизонта *S4*; она определяет вариации мощностей нижних горизонтов формации Коллио. Фаза 2 выражена северо-западными сбросами, ко-

торые древнее вулканической пачки *I5*; она обусловила образование древних структурных поднятий, в пределах которых большей частью локализуется урановое оруденение (рис. 4). Фаза 3 представлена нормальными сбросами широтного простирания, которые проявились после отложения горизонтов *I6* и *S5* (вышеупомянутые трубки вулканических брекчий связаны с этой последней фазой). В распределении уранового оруденения имеется связь с определенными структурными направлениями.

Многофазная синседиментационная тектоника в районе месторождения Новацца оказала сильное влияние на накопление осадков нижней части формации Коллио: она сказалась как на пространственном распространении различных вулканогенно-осадочных горизонтов, так и на изменении их мощностей, а также обусловила возникновение древних поднятий, с которыми связаны, по-видимому, урановорудные залежи.

ОРУДЕНЕНИЕ. Урановое оруденение присутствует в виде уплощенных, удлинённых, согласных с напластованием тел широтного простирания, которые залегают в кислых игнимбритах, подвергшихся сильным дейтерическим изменениям и сульфидизации. Главные особенности этого оруденения и его геологическая позиция описаны ниже [1].

Вулканические породы в районе Новацца, как правило, подверглись более или менее интенсивным дейтерическим изменениям, которые привели к появлению в них ассоциации кварц + альбит + калиевый полевой шпат + серицит + турмалин + пирит + арсенопирит; местами присутствуют тонкорассеянные халькопирит, сфалерит и другие сульфиды.

Урановое оруденение локализуется в дейтерически измененных вулканических породах. Все промышленные рудные залежи лежат в пределах горизонта Новацца (*I4*), хотя небольшие проявления известны и в горизонтах *I3* (Абете), *I5* и *I6*. Урановая минерализация представлена настураном, сопровождающимся сульфидами второй генерации, главным образом сфалеритом, галенитом, теннантитом и сульфидами молибдена. Настуран-сульфидная минерализация наблюдается в виде тонкого штокверка во вмещающих вулканических породах, секущего первичную (дейтерическую) сульфидную минерализацию. В крупном плане уран-сульфидное оруде-

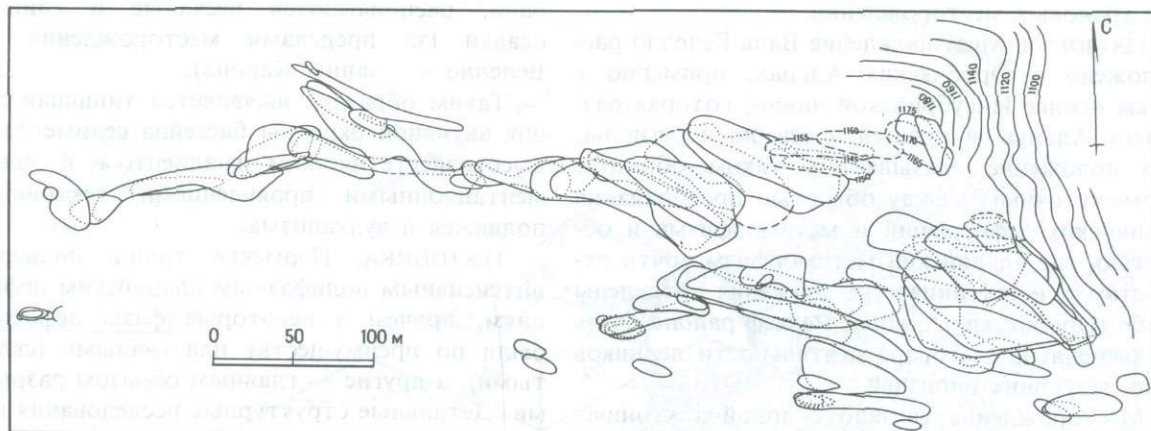


Рис. 5. Месторождение Новацца: горизонтальные сечения рудных тел на различных уровнях [16].

нение имеет форму согласных удлиненных тел, вытянутых в восточном направлении до 400 м при ширине 100 м и максимальной мощности 30 м (рис. 5). Хотя наиболее распространенными из сульфидов являются пирит и сфалерит, содержания цинка не достигают промышленных значений.

Верхние горизонты вулканической толщи (I5 и I6) и особенно лавы среднего состава местами подверглись интенсивной пропилитизации, в результате которой образовалась карбонат-серицитовая ассоциация с оксидами Fe и Mn. Ни урановой, ни сульфидной минерализации в пропилитизированных породах не наблюдается; даже геохимический фон урана в них аномально низок.

Урановые месторождения встречаются главным образом в пределах структурных поднятий в горизонте вулканических пород I4 и, по видимому, связаны с поздней пермской фазой широтных разрывов; по возрасту урановое оруденение, вероятно, моложе вулканической пачки I6, которая местами минерализована и совпадает с тектонической фазой 3 или несколько моложе ее. Однако определений абсолютного возраста не проводилось.

Главными факторами контроля уранового оруденения являются литогеохимический (кислые вулканические породы, зоны дейтерических изменений), стратиграфический (нижняя часть формации Коллио, близкая к фундаменту) и структурный (синседиментационные разломы, древние структурные поднятия).

Месторождение Новацца может быть отнесено к типу «месторождений в кислых вулканических породах» по Далькампу [8]. Считается, что оно имеет гидротермальное происхождение и по генезису аналогично сходным месторождениям в СССР [17] и Китае [5].

Месторождение Валь-Веделло

Наличие радиометрических аномалий в долине Веделло на южной стороне долины Вальтеллина (провинция Сондрио, Центральные Альпы) впервые было отмечено геологами CNEN в 1969 г. [13]. Значительные спектрометрические аномалии установлены здесь в 1975 г. компанией «Ажип» при рекогносцировочных съемках с вертолета; последующими наземными поисками оконтурено крупное урановое проявление на высоте 2000 м над уровнем моря, которое разведывалось подземными выработками. Установленные запасы оценивались примерно в 4000 т U_3O_8 при средних содержаниях 0,1% [2].

Изучение месторождения продолжается, ибо его природа до сих пор остается предметом дискуссий: некоторые геологи компании «Ажип» не согласны с взглядами, которые излагаются ниже. Главные отправные моменты наших представлений касаются палеогеографии базальных горизонтов формации Коллио и особенностей вулканизма, а также их влияния на формирова-

ние урановых месторождений.

ГЕОЛОГИЯ. Месторождение Валь-Веделло расположено в Оробикских Альпах, примерно в 10 км южнее Инсубрийской линии, которая разделяет Альпы на южный и северный регионы. Его положение оказывается, таким образом, промежуточным между областью преобладания альпийских деформаций и метаморфизма и областью, где альпийский метаморфизм почти отсутствует, а тектонические движения проявлены слабо (Оробикские Альпы). Рельеф района очень расчлененный благодаря деятельности ледников и последующих оползней.

Месторождение связано с зоной тектонического контакта между кристаллическим фундаментом, метаморфизованным в основном в герцинское время, и посткаменноугольными кластогенными толщами. Фундамент в пределах района месторождения сложен «гнейсами Морбеньо», представляющими собой парагнейсы амфиболитовой фации метаморфизма, местами переходящие в породы зеленосланцевой фации. В пределах рудной зоны он представлен главным образом альбит-биотит-мусковитовыми гнейсами, содержащими немного граната и ставролита. Таким образом, здесь преобладают зеленосланцевые фации с реликтами амфиболитовых. Породы интенсивно дислоцированы с проявлением нескольких фаз, причем главной фазой метаморфизма и дислокаций является докаменноугольная (герцинский цикл).

В районе месторождения Валь-Веделло развиты нижние горизонты формации Коллио, сложенные фангломератами с валунами до нескольких метров в диаметре, небольшим количеством песчаников и туфов. Обломочный материал отражает гетерогенный состав пород фундамента (гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты) и вулканических образований (различные породы риолитового состава и реже андезитовые лавы). Вулканическая деятельность, по-видимому, была почти одновременной с осадконакоплением. В районе месторождения падение пород — на север (40°). В зоне тектонического контакта между породами фундамента и конгломератами формации Коллио местами присутствуют крупные обломки песчаных сланцев, которые рассматриваются как отложения грязевых потоков или селей, состоящие из обломков пород фундамента. Выше конгломератов или, замещая их по лате-

рали, располагаются песчаные и глинистые осадки (за пределами месторождения Валь-Веделло — сланцы Карона).

Таким образом, выявляется типичная ситуация активной окраины бассейна седиментации с высокоэнергетическим градиентом и синседиментационными проявлениями тектонических подвижек и вулканизма.

ТЕКТНИКА. Пермские толщи подверглись интенсивным полифазным альпийским деформациям, причем в некоторые фазы деформации были по преимуществу пластичными (складчатостями), а другие — главным образом разрывными. Детальные структурные исследования в районе месторождения Валь-Веделло позволили выделить последовательность главных фаз деформаций (рис. 6). Фаза 1 отвечает движениям по тектоническому контакту между осадками Коллио и гнейсами Морбеньо. Эта фаза во времени может считаться пермской, синседиментационной; возможно, что обрамляющий бассейн нормальный сброс северо-восточного простирания (60°) с падением на юго-восток под углом 60° подновляет древнюю структуру в фундаменте. Милониты, связанные с этой фазой, формируются как вдоль тектонического контакта между фундаментом и формацией Коллио, так и в других формациях, лежащих выше, в нескольких десятках метров от контакта. Фазе 2 отвечает изоклиальная, опрокинутая или лежащая складчатость со сланцеватостью в осевой плоскости. Осевые плоскости имеют широтное простирание и падение на север. Фазе 3 принадлежит нормальный сброс меридионального простирания, падающий на восток под углом 50°. Западный блок опущен на несколько сот метров; вдоль сброса развиты милониты. Эта фаза, несомненно, более поздняя по сравнению с фазами 1 и 2. Фаза 4 включает разрывные деформации широтного простирания, развивавшиеся в условиях сжатия, и выражена сланцеватым кливажем в осадках и многочисленными обратными сбросами (70° Ю), а также поднятием южных блоков на 100—120 м. Расстояние между крупными сбросами составляет примерно 300—500 м. Эта фаза является наиболее поздней (рис. 6 и 7).

На склонах долины Веделло развиты оползни коренных пород, связанные с постгляциальной эпохой четвертичного времени.

ОРУДЕНЕНИЕ. Исследования Канселльере и

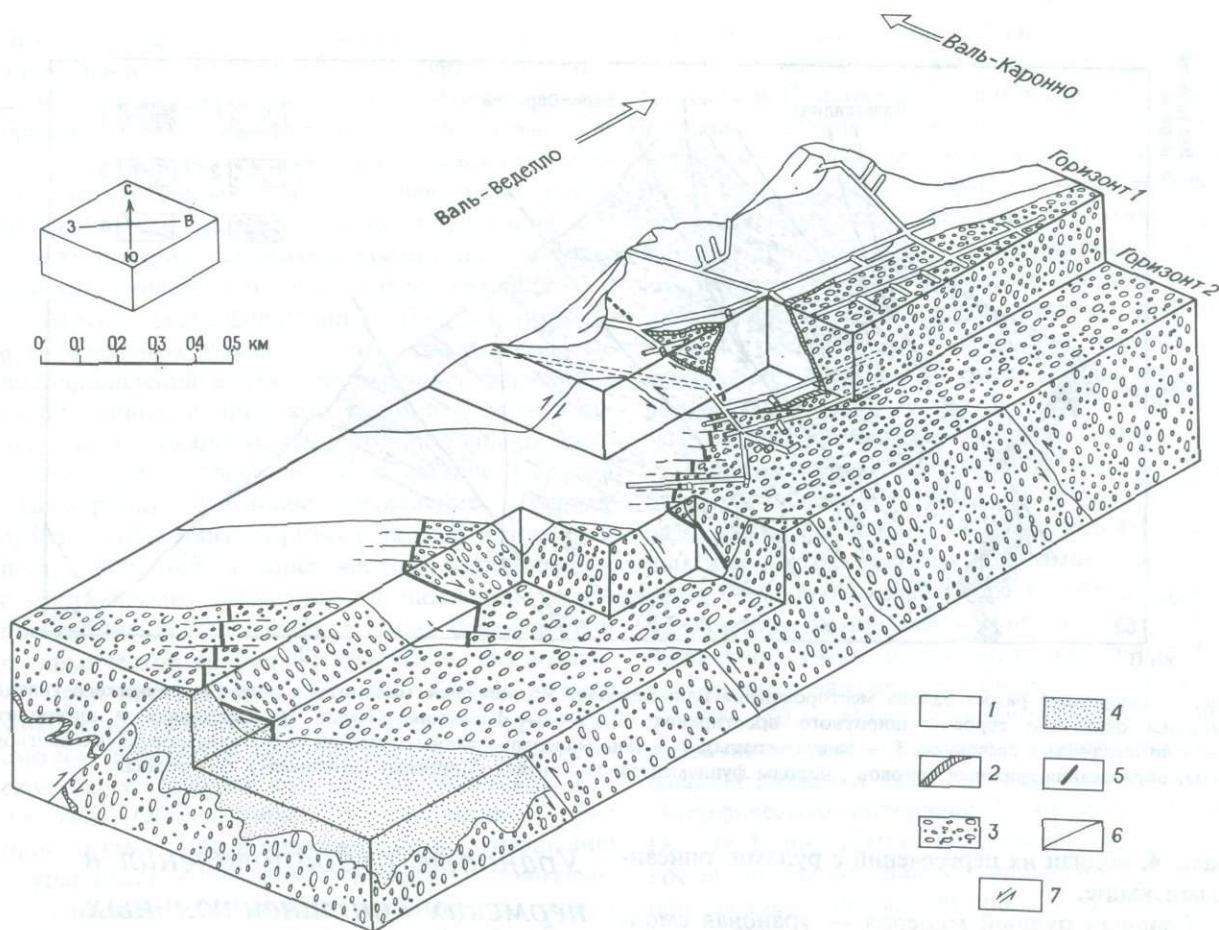


Рис. 6. Месторождение Валь-Веделло: главные структурные особенности [4]. 1 — фундамент, гнейсы Морбеньо; 2 — милониты по породам фундамента и формации Коллио с обломками пород типа грязевых потоков; 3—4 — формация Коллио (3 — конгломераты, немного песчаников; 4 — песчаники, немного конгломератов); 5—6 — сбросы (5 — меридиональные, 6 — широтные); 7 — направление смещений.

Мартинотти [4] позволяют лучше понять связь уранового оруденения с тектоническими движениями. Промышленные урановые руды месторождения Валь-Веделло характеризуются отчетливой структурной позицией и связаны с фазами 1 и 3.

Урановое оруденение, связанное со сбросом СВ 60°, относящимся к фазе 1, локализуется в зоне тектонического контакта между фундаментом и формацией Коллио, а также в зонах катаклаза в двух других формациях — на максимальном расстоянии в 15 м от их контакта. [К. М. Пессина, устное сообщение]. Согласно определениям абсолютного возраста, отложение урана, вероятно, происходило не намного позднее накопления осадков формации Коллио и

(или) времени их диагенеза. Масштаб распространения оруденения по горизонтали колеблется от 600 м на поверхности до 200 м на уровне абсолютной отметки 1400 м. Средняя мощность его составляет 3—4 м [2].

Оруденение, связанное с меридиональными нарушениями фазы 3, также локализуется в зоне тектонического контакта между фундаментом и конгломератами Коллио; оно развито в виде плоских залежей шириной до 100 м, удлиненных по падению и отделенных друг от друга полосами безрудных пород. Средняя мощность рудных тел составляет 2 м [К. М. Пессина, устное сообщение]. Вероятный возраст уранового оруденения — альпийский. Небольшие проявления минерализации устанавливаются в широтных сбросах

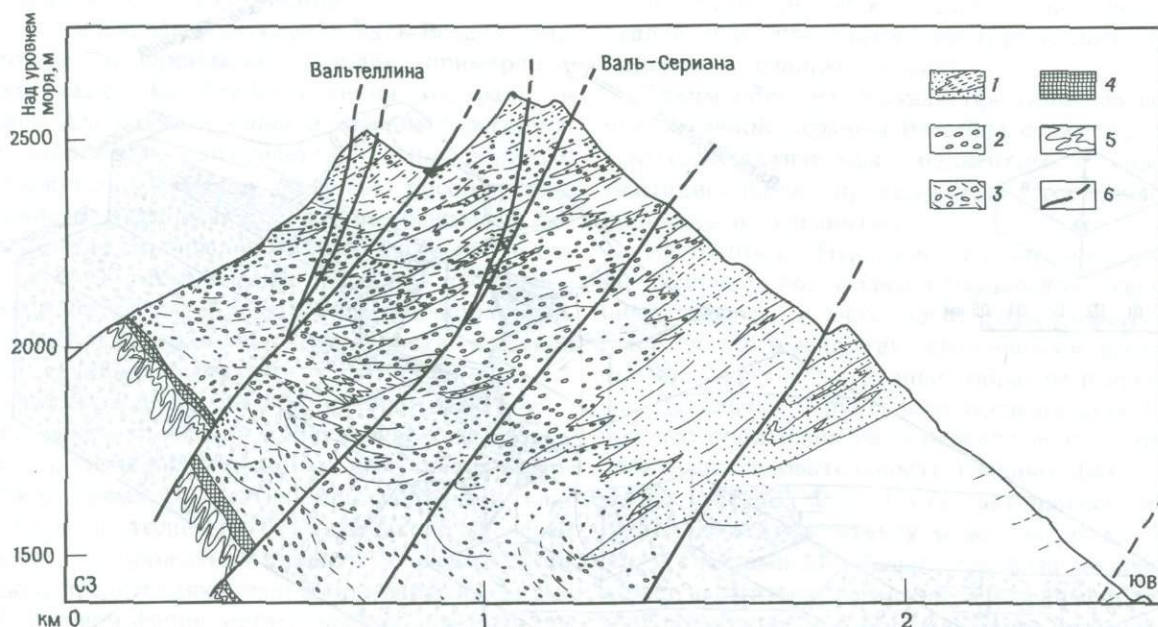


Рис. 7. Поперечный разрез района месторождения Валь-Веделло. Ураноносные милониты в зоне тектонического контакта смещены обратным сбросом широтного простирания [2]. 1—3 — формация Коллио (1 — песчаники и алевролиты, 2 — конгломераты и песчаники, 3 — фангломераты); 4 — зона минерализованных милонитов (катаклазированные конгломераты, образования грязевых потоков, породы фундамента); 5 — гнейсы Морбензо (фундамент); 6 — сбросы.

фазы 4, вблизи их пересечений с рудами, описанными выше.

Главный рудный минерал — урановая смолка; обычно она тесно ассоциируется с пиритом, халькопиритом и реже галенитом, кварцем и карбонатами. Распространение указанных минералов связано с зонами катаклаза, при этом урановая смолка всегда сопровождается сульфидами; последние же могут и не нести уранового оруденения [К. М. Пессина, устное сообщение].

Итак, урановое рудообразование отчетливо связано с двумя тектоническими фазами, каждая из которых отличается развитием широко открытых трещин растяжения при значительных вариациях масштабов вертикальных смещений. В настоящее время устанавливаются два главных фактора рудного контроля: структурный (разрывы меридионального и СВ 60° простирания) и литогеохимический (контакт между фундаментом и формацией Коллио или его непосредственное окружение). Месторождение может быть отнесено к гидротермальному жильному типу, хотя отдельные его особенности типичны скорее для жильобразных месторождений [8].

Урановые рудопроявления в пермских континентальных песчаниках Южных Альп

Целый ряд урановых рудопроявлений «песчаникового типа» обнаружены в пермских континентальных песчаниках Южных Альп — в формациях Коллио и Веррукано-Ломбардо центральной части орогена и в песчаниках Валь-Гардена в области Трентино-Альто-Адидже в Восточных Альпах (рис. 1). Эти кластические аллювиальные отложения либо непосредственно перекрывают догерцинский кристаллический фундамент, либо залегают на посторогенных вулканических породах и в свою очередь перекрываются субплатформенными осадками.

Формация Валь-Гардена изучалась Каделем [3]. В ее базальных частях преобладают отложения аллювиального конуса выноса; выше по разрезу более широким развитием пользуются отложения разветвленных потоков. Палеоклимат перми был достаточно жарким и сухим, что

способствовало синседиментационному окислению значительной части отложений (красные песчаники). Однако местами осадконакопление шло достаточно быстро, и это препятствовало окислению, в результате чего сохранились пласты неокисленных пород (серые песчаники в нижней части толщи). Породообразующий материал поступал преимущественно при разрушении вулканических и метаморфических пород.

Верхние части формации Коллио и Веррукано в Центральных Альпах описаны ранее. Урановые рудопоявления в этих обломочных формациях распространены широко. Наиболее значительные из них локализируются в долине Рендена (район западного Трентино) и в долине Сериана (Ломбардия). Урановое оруденение образует субсогласные плитообразные залежи в прослоях песчаников; оно большей частью ассоциируется с органическим веществом, а наилучшие рудопоявления локализируются в серых слоях вблизи геохимической границы с красными прослоями.

Уран присутствует главным образом в виде микрокристаллического уранинита; урановая смолка образуется при локальном диагенетическом переотложении или при тектоническом воздействии. Обилен пирит, другие сульфиды тоже присутствуют, но в подчиненных по отношению к ураниниту количествах. В связи с урановым оруденением отмечаются геохимически повышенные содержания Pb, Cu, V, Zn и As [6].

Наиболее перспективные проявления урана изучались компанией «Сомирэн» в районе Валь-Рендена и компанией «Ажип» в районе Валь-Сериана (1976—1978 гг.). Было установлено, что рудные линзы невелики по размерам, характеризуются невыдержанностью содержаний и разбиты на блоки. Общие запасы оценивались примерно в 100 т урана. Генетически это оруденение может быть отнесено к эпигенетическим урановым месторождениям «песчаникового типа».

Урановые рудопоявления в пермских метаморфизованных вулканогенно-осадочных формациях Западных Альп

Наиболее значимые проявления урана в по-

зднепалеозойских метаморфических толщах Западных Альп располагаются в зоне Бриансон в Котских и Приморских Альпах (рис. 8). Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные толщи, главным образом кислые игнимбриты, пепловые туфы, глинистые песчаники, сложенные переработанным вулканомиктитовым материалом. Они формировались в континентальных условиях пермского времени и были метаморфизованы до фации зеленых сланцев в альпийскую эпоху [15]. Наиболее значительное проявление уранового оруденения встречено в долине Прейт близ Кунео. В этом районе пермские отложения смяты в узкие складки (рис. 9).

Радиоактивные аномалии в долине Прейт были установлены в 1956 г. геологами CNEN, а разведочные работы с использованием подземных выработок проводились компанией «Сомирэн». Следующий этап работ (15 000 м бурения) осуществлен компанией «Ажип» в 1978—1980 гг. Были оконтурены шесть согласных линзообразных рудных залежей, диаметр которых составлял 50—150 м. Максимальная мощность минерализованных слоев 2 м при наличии нескольких располагающихся друг над другом линз в стратиграфическом интервале 5—10 м мощностью [А. Де Бони, устное сообщение]. В настоящее время запасы составляют примерно 200 т U_3O_8 при среднем содержании урана в руде около 600 млн^{-1} [9].

Результаты геологических работ на этой площади приводятся Прато [15]. Плитовидные линзообразные залежи встречены в обогащенных апатитом кварц-мусковитовых сланцах, состоящих из чередования мусковитовых и кварц-полевошпатовых прослоев. Сланцы переслаиваются с кислыми метаморфизованными вулканическими породами. Петрохимический анализ этих вмещающих пород свидетельствует о составе, среднем между полевошпатовым песчаником и аргиллитом. Минеральный комплекс представлен урановой смолкой + пирит + халькопирит + тетраэдрит + гематит; первые два минерала встречаются в наибольших количествах. Урано-сульфидная минерализация располагается параллельно как сланцеватости пород, так и более молодым тектоническим деформациям, возникшим в связи с альпийскими динамометаморфическими процессами. Урановая смолка, в частности, также контролируется обога-

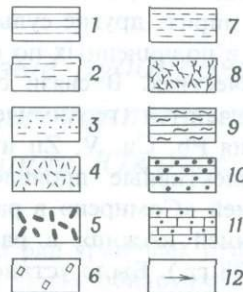
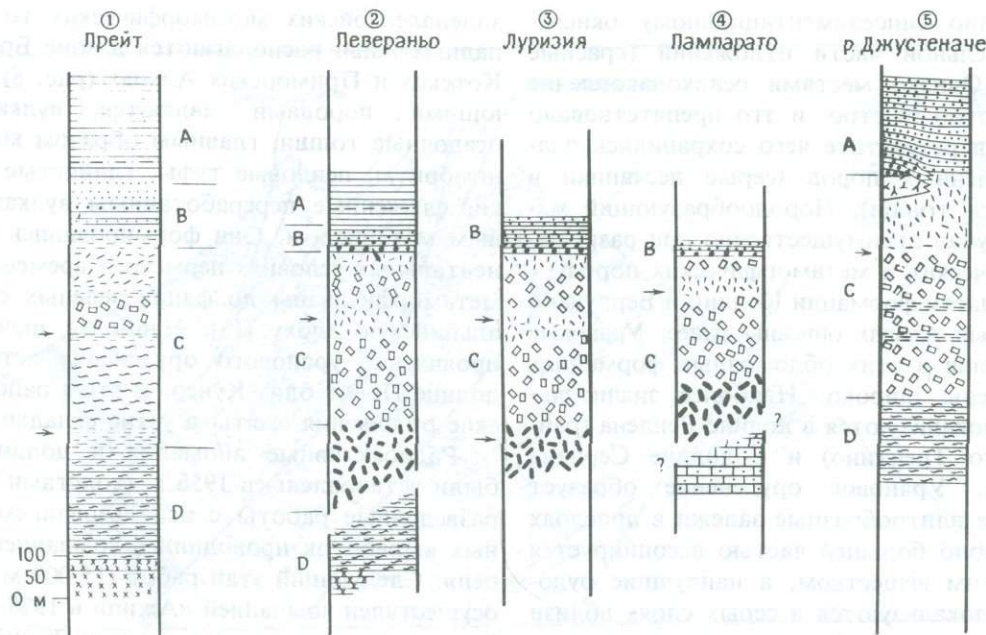


Рис. 8. Пермо-карбонные формации Котских и Приморских Альп [15]. А — верфенские отложения: 1 — белые тонкозернистые кварциты; 2 — кварцевые сланцы. В — верхнепермские—нижнетриасовые отложения (Веррукано): 3 — грубозернистые кварциты. С — нижнепермские отложения: 4 — рассланцованные риолиты, пепловые туфы и туфогенные породы; 5 — игнимбриты риолитовых порфиров; 6 — рассланцованные риолитовые порфиры; 7 — кварцево-сланцевые сланцы; 8 — трахиты. D — нижнепермские — верхнекаменноугольные отложения: 9 — мусковитовые и хлорит-альбитовые сланцы; 10 — эпидот-альбитовые сланцы; 11 — глаукофановые и зеленые амфибол-плаггиоклазовые сланцы; 12 — урановые рудопроявления.

шенными апатитом слюдястыми сланцами, причем она отчетливо замешает апатит.

Новообразованные в результате бластеза кварцевые прослои не содержат ни урана, ни сульфидов, хотя новообразованные кристаллы флюорита здесь многочисленны. Флюорит так-

же присутствует в кварцевых жилах, которые секут сланцеватость.

Использование статистического метода при изучении распределения малых элементов выявило наличие Pb — Mo — Hg — U — P ассоциации, в то же время связи между U и ор-

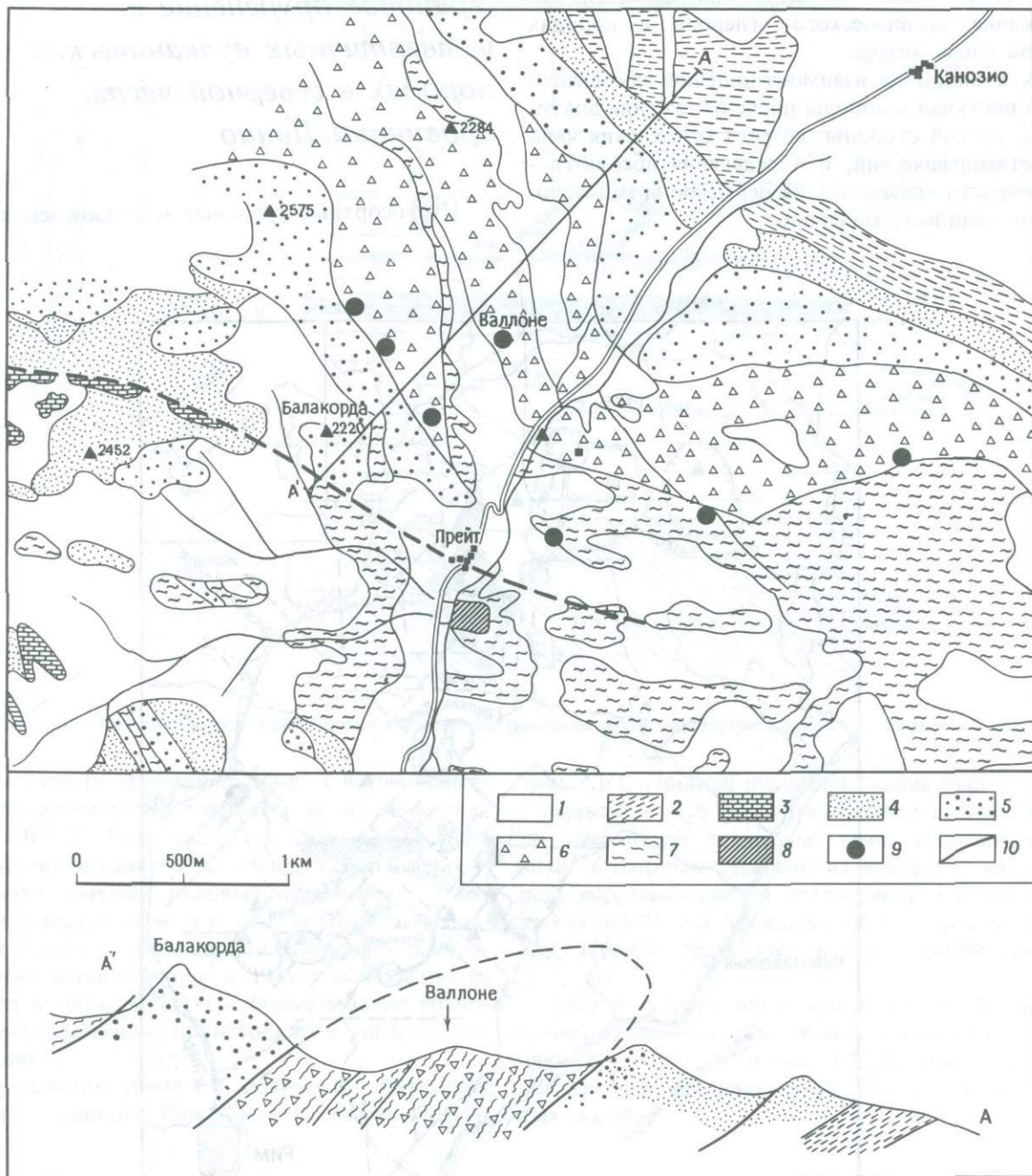


Рис. 9. Геология района месторождения Прейт [15]. 1 — четвертичный аллювий; 2 — филлитовые сланцы (мезозой); 3 — известняки и доломиты (средний триас); 4 — тонкозернистые кварциты (верфенские слои); 5 — грубозернистые кварциты (пермь—триас); 6 — кварц-полевошпатовые породы (рассланцованные риолиты); 7 — хлоритовые и мусковитовые сланцы (нижняя пермь); 8 — эпидотовые сланцы (нижняя пермь — карбон); 9 — урановые рудопроявления; 10 — разломы.

ганическим веществом не устанавливается; содержание органического углерода в породах всегда очень низкое.

Как видно из взаимоотношений замещения, уран поступал в породы после отложения апатита. С другой стороны, возраст оруденения явно дометаморфический, и определения абсолютно возраста указывают на пермское время отложения урановых минералов.

Урановое оруденение в четвертичных вулканических породах в северной части провинции Лацио

Низкосортные урановые месторождения свя-

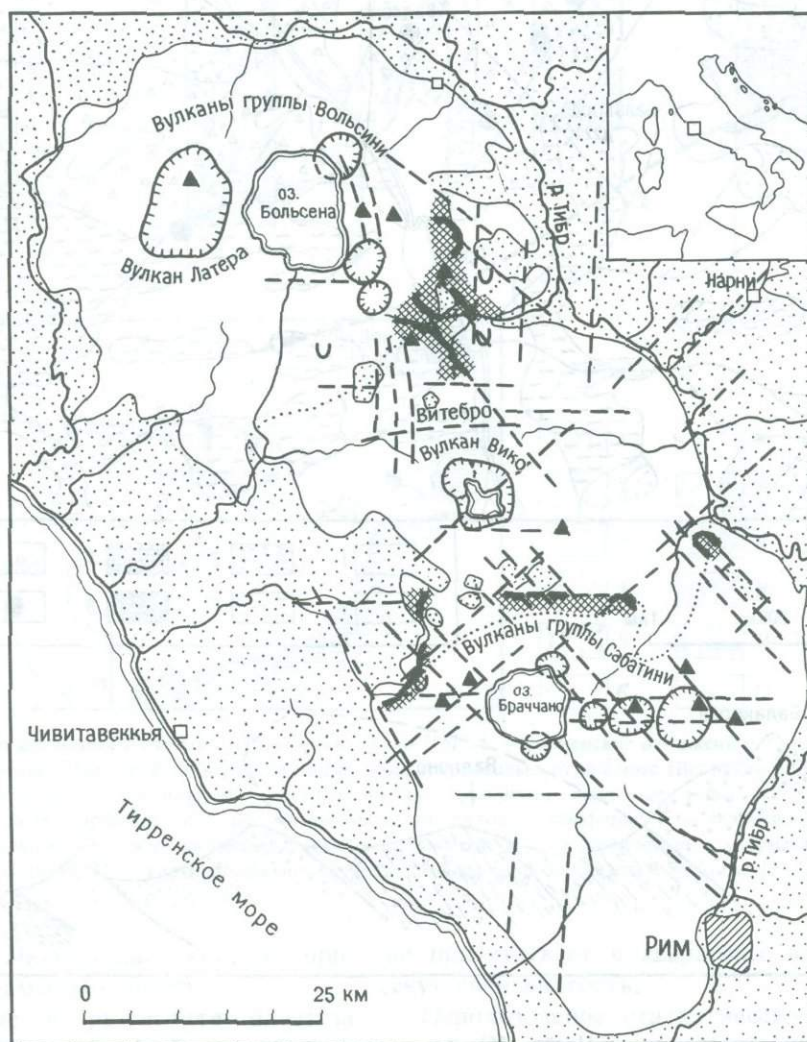


Рис. 10. Характер размещения U- и Th-минерализации в районах групп вулканов Вольсини, Вико и Сабатини. Вмещающими породами являются главным образом плиоценовые—плейстоценовые глины и меловой—олигоценый флиш. Видна связь рудопроявлений урана с разломами и кальдерами, с сольфатарными (черные треугольники) и перивулканическими каолиновыми полями (черные толстые линии с перекрестной штриховкой, показывающей перекрытые каолиновые зоны) [11].

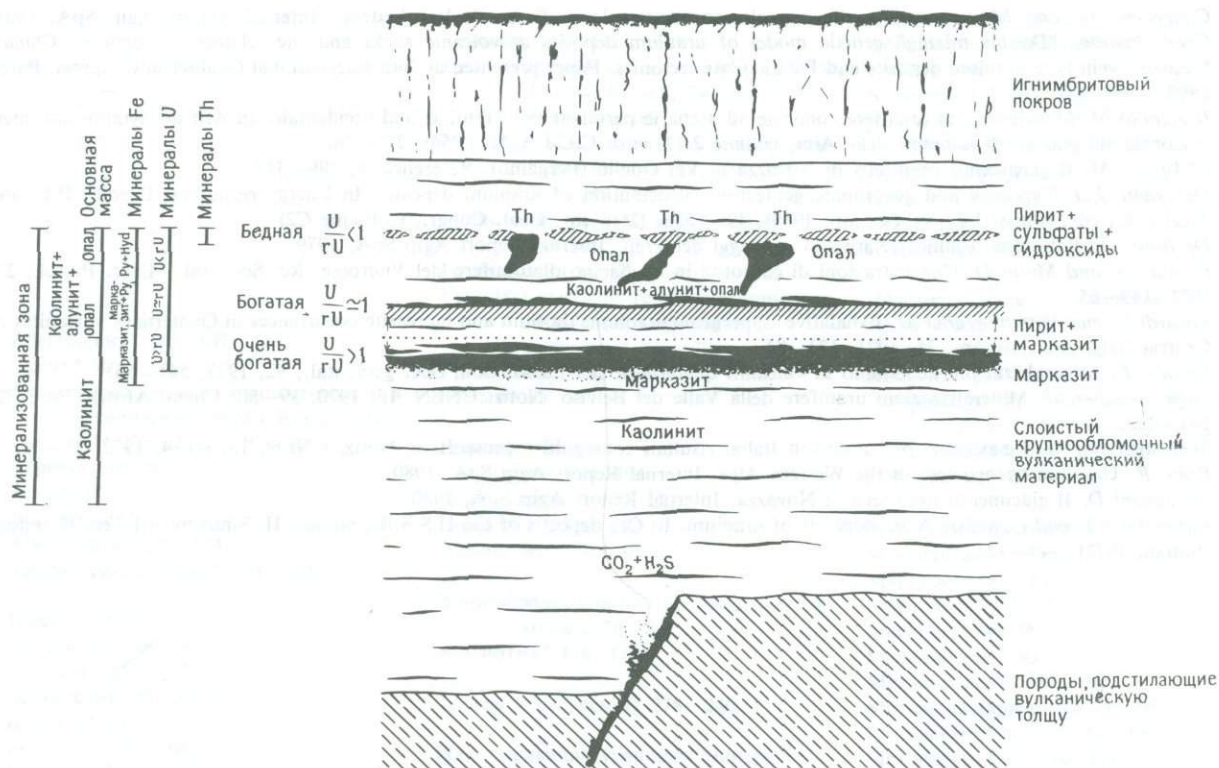


Рис. 11. Механизм уранового рудообразования и характер распределения урана в вулканических толщах северного Лацио [11].

заны на севере провинции Лацио с четвертичными вулканическими породами щелочного ряда (рис. 10) [12]. Тонкие стратиформные субогласные урановородные тела обнаружены в переработанных рыхлых туфовых отложениях, а местами в диатомитовых прослоях [10]. Во вмещающих вулканогенных породах широко распространена каолинизация, а также вкрапленность пирита и марказита [11]. Формирование урановой минерализации происходило в гипергенных условиях.

Содержания урана в щелочных вулканических породах северного Лацио весьма высоки (20—70

млн⁻¹ U). Процесс рудообразования был связан с подъемом H₂S по вулканическим жерлам или по глубинным разломам: уран, выщелачиваемый метеорными водами из вулканических пород, восстанавливался растворенным в подземных водах H₂S и осаждался вблизи уровня этих вод. Процесс этот идет и в настоящее время (рис. 11).

Общие в настоящее время нерентабельные экономические ресурсы данной площади составляют примерно 5—10 тыс. т U₃O₈ при содержании урана в пределах нескольких сот миллионных долей.

Литература

1. Bakos F., Moratto S. and Veronese L. Considerazioni geominerarie preliminary sulle mineralizzazioni uranifere a solfuri di Novazza. Internal Report Agip SpA, 1981.
2. Brancaleoni G.P., Così M. and Pessina C. Uranium exploration Val Vedello Project 1980—1981. Preliminary report on operations from 1.10.1980 to 31.3.1981. Internal Report Agip SpA, 1981.
3. Cadel G. Sedimentologia delle Arenarie di Val Gardena dell'Alto Adige. Internal Report Agip SpA. 1977.

4. *Cancelliere G. and Martinotti G.* Rilievo geologico strutturale dell'area di Val Vedello, Internal Report Agip SpA, 1981.
5. *Chen Zhaobo.* "Double mixing" genetic model of uranium deposits in volcanic rocks and the relationship between China's Mesozoic vein type uranium deposits and Pacific plate tectonics. Paper presented at 26th International Geological Congress, Paris, 1980.
6. *D'Agnolo M.* Manifestazioni uranifere connesse ad arenarie permiane nel Trentino Sud-occidentale. In Atti del symposium internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi, volume 2 (Trento: C.C.I.A.A., 1966), 253—78.
7. *D'Agnolo M.* Il giacimento uranifero di Novazza in Val Goglio (Bergamo). Reference, 6, 289—317
8. *Dahlkamp F.J.* Typology and geographic/geotectonic distribution of uranium deposits. In *Energy resources*, Burollet P.F. and Ziegler V., eds. (Paris: Edition Technip, 1980), 499—536. (26th Int. Geol. Congr., Colloque C2).
9. *De Bonis A.* Relazione tecnica relativa ai sondaggi del Preit. Internal Report Agip SpA, 1979.
10. *Ferretti O. and Molin D.* Concentrazioni di carnotite in un bacino diatomifero del Viterbese. *Rc. Soc. ital. Miner. Petrol.*, 27, 1971, 149—65.
11. *Locardi E. and Mittempergher M.* Exhalative supergenic uranium, thorium and marcasite occurrences in Quaternary volcanites of Central Italy. *Bull. volcan.*, 35, 1971, 173—84.
12. *Locardi E.* Mineralizzazioni ad Uranio in vulcaniti quaternarie del Lazio. *Boll. Soc. geol. ital.*, 92, 1973, 541—66.
13. *Mittempergher M.* Mineralizzazioni uranifere della Valle del Belviso. *Notiz. CNEN*, 16, 1970, 39—50; *Chem. Abstr.*, 76, 1972, 143—422.
14. *Mittempergher M.* Le ricerche per uranio in Italia: risultati conseguiti e prospettive. *Notiz. CNEN*, 18, no. 4, 1972, 25—39.
15. *Prato R.* Uranium occurrences in the Western Alps. Internal Report Agip SpA, 1980.
16. *Ravagnani D.* Il giacimento uranifero di Novazza. Internal Report Agip SpA, 1980.
17. *Kazansky V.I. and Laverkov N.P.* Deposits of uranium. In *Ore deposits of the U.S.S.R.*, volume II. Smirnov V.I., ed. (London: Pitman, 1977), 349—424.

Предметный указатель

- Абернатиит* 106, 107, 109
Абсит* 90
Агпаитовые нефелиновые сиениты и ассоциирующиеся с ними м-ния U 210—211, 229—230
Агриньерит* 96, 99
Алланит* 93
Андерсонит* 117—119
Арсеноуранилит* 104
Арсеноураношпатит* 104—105
- Бассейт* 106
Баураноит* 96, 98
Бейлиит* 117, 118
Беккерелит* 96, 98, 99
Беловит* 93
Бергенит* 103, 104
Бета-уранофан* 101
Бетафит* 86
Бёрбэнкит* 119
Бильетит* 96, 98, 99
Биогеохимия как метод поиска U 68—69, 185
Бокситы и ассоциирующиеся с ними м-ния U 207
Болтвудит* 99—101
Браннерит* 84—86, 89—90
Бритолит* 93
Бурение и каротаж как метод поиска U 185—186
- Вальпургит* 104, 108
Вальпургит (P)* 104
Ванденбрандеит* 96
Вандендрисшеит* 96, 98
Ванмеерсшеит* 103, 104
Вануралит* 111
Вануранилит* 110, 111
Вёлсендорфит* 96, 98, 99
Виартит* 85, 118
Виденманит* 118, 119
Водородный* отенит 107
- Галлимондит* 104
Гастунит* 100
Геохимическая подвижность U 39—40
Геохимические методы поиска U 60—71, 179—180, 184—186
- Геохимическое поведение U в гипергенной обстановке 37—44
Геохимия отложений потоков как метод поиска U 60—61, 65—66, 71, 179—180, 196
— урана 153—156
Гидрогеохимия как метод поиска U 54, 61—64, 68—69, 74—80, 179—184, 189—199
Гидротермальные жильные месторождения U 114, 163, 177, 187, 214—215, 233
— системы, перенос и отложение U 28—36
Гийменит* 120, 121
Граниты высокой теплогенерации и их роль в формировании U-провинций 286—303
Гримселит* 118, 119
Гуммит 89, 94
- Давидит* 86
Девиндтит* 104, 106
Демесмэкерит* 120, 121
Дерриксит* 120, 121
Дюмонтит* 103—105
- Жилообразные м-ния U, геохимическая модель 78—80
Жолиотит* 118; 119
- Запасы и ресурсы U 278—280
- Идентификация урановых минералов 121—122
Известняки и ассоциирующиеся с ними м-ния U 223—224
Изменения в ураноносных песчаниках 53—58
Ииморит* 93
Илы ураноносные 206, 227
Иоганнит* 115—116
Ирацит* 93
Иригинит* 114, 115
Итробетафит* 86
Иттроколумбит* 86
Иттрокразит* 86
Иттромикролит* 86
Иттропирохлор* 86
Ишикаваит* 85
- Казолит 100, 101
Калерит 105
Калькреты и ассоциирующиеся с ними м-ния U 178, 187, 222—223, 239
Калькурмолит* 114
Кальциоураноит* 96, 98
«Каолиновые гнезда» 57
Карбонатиты и ассоциирующиеся с ними м-ния U 211, 230
Карнотит* 44, 109—111
Кварцево-галечные конгломераты и ассоциирующиеся с ними м-ния U 89, 158—159, 171, 177, 184, 204—205, 224—226
- Кивуит* 103, 104
Кларкит* 96
Классификация м-ний U 47, 154, 176, 177, 203
Клиффордит* 119-121
Кобальтовый циппеит* 116
Кобейт* 86
Кокониноит* 103, 104, 108, 116, 117
Компреньясит* 96, 99
Коффинит* 84, 85, 89, 115
Ксиангджиянгит* 105
Купросклодовскит* 101, 102
Кюриенит* 110, 111
Кюрит* 96—98
- Лангмура* индекс насыщения 77
Лермонтовит* 85, 91
Лиандратит* 85, 92—93
Либигит* 117—119
Лигниты, угли, углистые сланцы и ассоциирующиеся с ними м-ния U 104, 165, 166, 223
Лодочникит* 90
- Магниевоый циппеит* 116
Маккельвиит* 118, 119
Маргаритазит* 110, 111
Мартозит* 120, 121
Масюйит* 96, 98
Меланоцерит* 93
Метаанколеит* 105, 106
Метавандендрисшеит* 96, 98
Метаванмеерсшеит* 103, 104
Метавануралит* 110, 111
Метакалерит* 105, 106
Метакальциоураноит* 96, 98
Метакирххеймерит* 105, 106
Металодевит* 105, 106
Метаморфические породы и ассоциирующиеся с ними м-ния U 51—53, 58—59, 162—163, 169, 171, 218, 236—237
Метановачекит* 106
Метаотенита семейство* 98, 103, 104, 106—109
Метаскупит* 94, 95
Метасоматические м-ния U 215—216; 234
Метастудит* 94, 95
Метаторбернит* 99, 106, 107, 109
Метатюамунит* 110
Метауранопилит* 116
Метаураноспиннит* 105, 106
Метаураноцирцит* 106, 107
Метаураноцирцит II* 106
Метаксгейрихит* 104
Метаксгейнерит* 106
Метакселлерит* 117—119
Метод индуцированных переходных импульсов (ИНПУТ) 58—60
Методы поиска урана 46—80, 176—187
геологические 53—58, 178, 180
геофизические 58—60, 178—179
радиометрические поиски 58—59, 179, 183

- съемки ИНПУТ 59—60
 поисковые методы 53—73, 178—187
 бурение и каротаж 185
 геохимическая съемка 60—71, 179—180
 биогеохимия 68—69, 185
 гидрогеохимия 54
 литогеохимия 64—65, 184
 опробование отложений потоков 60, 65—66, 71, 179—180
 — почв 66—67, 184
 поисковые модели 73—80
 геологическая 78—80
 геохимическая 73—78
 рекогноспировочные поисковые методы 178—180
 Мировое производство урана 280—282
 Моктезумит* 119, 120
 Монацит* 93
 Моруланит* 85, 91, 114
 Моурит* 85, 91, 114

 Натриевый болтвудит* 99, 101
 — метаотенит* 105, 106
 — ураноспинит* 105, 106
 — циппеит* 116
 Нингиоит* 90—91
 Ниобозшинит* 93
 Новачекит* 105

 Опробование почв как метод поиска U 66—67, 184, 197—199
 Оптические данные для U-минералов 148—152
 Орсинит, молекулярная формула 123
 Ортобраннерит* 85, 90
 Отенита семейство* 44, 103—109, 111, 112, 119, 155

 Парадокс свинца 23
 Параскупит* 94, 95
 Парсонит* 104
 Паскоит* 112
 Пегматиты и ассоциирующиеся с ними м-ния U 84, 89, 91—92, 103, 110, 156—158, 160—162, 168, 171, 213—214
 Перенос и отложение U в гидротермальных системах 28—36
 Песчаники и ассоциирующиеся с ними м-ния U 43—44, 46—51, 53—58, 73—78, 89, 99, 103, 107, 109—111, 114, 157, 163—165, 167—171, 177, 187, 220—222, 237—239, 280
 Петчикит* 85, 92—93
 Писекит* 86
 Плитообразные (почти согласные) м-ния U 48—51, 78—79, 164, 170, 173, 221, 223—224, 237—238

 Плюмбобетафит* 86
 Плюмбомикролит* 86
 Плюмбопирохлор* 86
 Поликраз* 86
 Пржевальскит* 105, 106
 Псевдоотенит* 104, 108

 Раббитит* 118
 Рабдофан* 91, 93, 119
 Радий и его использование при детальных поисках 197—199
 Радиоактивность и ее история 10—13
 Рамоит* 96, 99
 Ранкилит* 100, 101
 Рассолы и ассоциирующиеся с ними м-ния U 41, 208—209, 228
 Раувит* 110—112
 Резерфордин* 117—119
 Ренанкулит* 105, 106
 Ренардит* 103—104, 106
 Рентгеновские данные для урановых минералов 128—147
 Ришетит* 96
 Россыльные м-ния U 41, 156—157, 171, 172, 208
 Руболит* 96, 99

 Сабугалит* 105
 Салетит* 105
 Самарскит* 86
 Сваргцит* 118
 Седовит* 85, 91, 114
 Сейрит, молекулярная формула 123
 Сенджерит* 110, 111
 Склодовскит* 101, 102
 Скупит* 94—96, 115, 118
 Соддит* 101—103
 Стрелкинит* 110
 Студтит* 94, 95

 Тантэвксенит* 86
 Горбернит* 105, 155
 Торианит* 93
 Торий-232 и его радиоактивное семейство 13
 Торит* 93
 Торутиит* 86, 90
 Трэггерит* 105—107
 Триангулит, молекулярная формула 123
 Тридголит* 104, 105, 107—108
 Тюямунит* 44, 109—110, 155

 Уванит* 110—112
 Уиксит* 99, 101, 102
 Умбозерит* 93
 Умохоит* 114, 115
 Урамфит* 105, 106
 U⁴⁺-минералы 84—93, 155—156
 U⁶⁺-минералы 93—121, 155—156
²³⁵U и его радиоактивное семейство 13
²³⁸U и его радиоактивное семейство 12

 Уран в мантийных процессах 14—25
 Уранинит* 84—89, 98, 99, 118, 155
 Уранмикролит* 85, 91
 Урановые м-ния и их типы
 в интрузивных породах 156, 160, 187, 210—215, 280
 в апаитовых нефелиновых сиенитах 210—211, 229—230
 в анатектитах 162, 211—212, 230—231
 в гранитах 65, 91, 99, 100, 119, 158, 159, 163, 178, 187, 198—199, 213, 232, 250—259, 279, 280, 286—303
 в карбонатитах 211, 230
 в пегматитах 84, 89, 91, 103, 110, 156—158, 160—163, 168, 171, 213—214
 в щелочных пегматоидных гранитах 156—158, 212—213, 231—232
 гидротермальные жилы 114, 163, 177, 187, 214—215, 233
 в метаморфических породах 51—53, 57—58, 162—163, 169, 171, 218, 236—237
 в осадочных породах 46—51, 84, 159, 219, 264—271
 в эффузивных породах 163—165, 168, 170, 178, 187, 209—210, 228—229
 жилообразные (жильные) 160, 168—170, 173, 177, 185, 216—219, 234—237
 геологическая модель 78—80
 метасоматические 215—216, 234
 осадочные 156, 204—209
 в бокситах 207
 в илах 206, 227
 в кварцево-галечных конгломератах 89, 158—159, 171, 177, 184, 186, 187, 204—205, 224—226
 в фосфоритах 206—207, 227—228
 в черных сланцах 157, 159, 162, 170, 171, 173, 187, 205—206, 226—227, 280
 россыльные 41, 156—157, 171, 172, 208
 типа несогласия 57—58, 161, 165, 169—173, 177, 178, 185, 187, 216—218, 234—236
 эпигенетические 219—224, 237—239
 в известняках 223—224
 в калькретах 178, 187, 222, 239
 в лигнитах, углях и углистых сланцах 104, 165, 166, 223
 в песчаниках 43—44, 46—51, 53—58, 89, 99, 103, 107, 109—111, 114, 163—165, 167—171, 177, 187, 220—222, 237—239, 280, 312—313

- плитообразные (почти согласные)
48—51, 78—79, 164, 170, 173,
221, 223—224, 237—238
роллового типа 43—44, 49—51,
73—78, 114, 116—165, 168, 170,
221, 238—239
стэковые 164, 168, 170, 222
- Урановые минералы
идентификация 121—122
оптические данные 148—152
рентгеновские данные 128—147
химическая и структурная класси-
фикация 83—121
арсенаты уранила 103—109
арсеноуранилит 103
вальпургит 104, 108
галлимондит 104
метаотенита семейство 98, 103,
104, 106—109
отенита семейство 44, 103—109,
111, 112, 119, 155
браннерит 84—85, 89—90
ванадаты уранила 109—112
вануралит 110, 111
вануранилит 110
карнитит 44, 109—111
кюриенит 110, 111
маргаритазит 110, 111
метавануралит 110, 111
метатюямунит 110
раувит 110, 112
сенжьерит 110, 111
стрелкинит 110
тюямунит 44, 109, 110
уваит 110—112
ферганит 110
франсвиллит 110—112
фришеит 105, 108—111
гидроксиды уранила 94—95
метаскупит 94, 95
метастудтит 94
параскупит 94, 95
скупит 94—96, 115, 118
студтит 94, 95
янтинит 85, 89, 94, 95, 118
- карбонаты уранила 117—119
андерсонит 117—119
бейлиит 117, 118
виартит 85, 118
виденманит 118, 119
волгит 118, 119
гримселит 118, 119
жюлиотит 118, 119
либигит 117—119
маккельвиит 118, 119
метацеллерит 117—119
раббитит 118
резерфордин 117—119
свартцит 118
целлерит 117—119
шарпит 118
- шрёкингерит 116—119
колумбиты урана 92, 93
коффинит 84—85, 89, 155
лермонтовит 91
лиандратит 92
молибдаты урана 91
уранила 112, 114
иригинит 114, 115
калькурмолит 114
кузинит 114
молуранит 85, 91, 114
моурит 85, 91, 114
седовит 85, 91, 114
умохоит 114, 115
нингиоит 90—91
ниобаты урана 86
ортобраннерит 90
петчикит 92—93
пирохлоры урана 91—92
селениты уранила 119—121
гийменит 120, 121
демесмэкерит 120, 121
дерриксит 120, 121
мартозит 120, 121
силикаты уранила 99—103
бата-уранофан 101
болтвудит 99—101
казолит 100, 101
купроскладовскит 101, 102
натриевый болтвудит 101
складовскит 101, 102
содиит 101—103
уиксит 99, 101, 102
уранофан 99, 101, 103
хейвиит 99—101
хейвиит (Mg) 100, 101
сульфаты уранила 115—117
иоганнит 115—117
кобальтовый циппеит 116
магниевый циппеит 116
метауранопилит 116
натриевый циппеит 116
никелевый циппеит 116
уранопилит 115—117
цинковый циппеит 116
циппеит 115, 116
танталаты урана 86
теллуриды уранила 119—121
клиффордит 119—121
моктезумит 119
шмиттерит 119, 120
титанаты урана 86
уранинит 84, 88—89, 99, 118, 155
фосфаты уранила 103—109
бергенит 103, 104
вальпургит(P) 104
ванмеерсшеит 103, 104
девиндтит 104, 106
дюмонтит 103, 104
кивуит 103
кокониноит 103, 104, 108, 116,
117
метаванмеерсшеит 103
метаотенита семейство 98, 103,
104, 106—109
отенита семейство 44, 103, 104,
106—109, 111, 112, 119
парсонит 104
псевдоотенит 104, 108
ренардит 103, 104
фосфоуранилит 103—105
фуралумит 103, 104
фуркалит 103—105
фуронгит 103, 104
юпалит 103, 104
щелочные и щелочноземельные
гидроксиды уранила 95—99
агриньерит 96, 99
баураноит 96, 98
беккерелит 96, 98
бильетит 96, 98
ванденбрандеит 96
вандендрисшеит 96, 98
вёлсендорфит 96, 98
кальциоураноит 96, 98
кларкит 96
компреньясит 96, 99
кюриит 96—98
масюит 96, 98
метавандендрисшеит 96, 98
метакальциоураноит 96, 98
рамоит 96, 99
ришетит 96
руболит 96, 99
ураносферит 96
фурмарьерит 96, 98
Уранопилит* 115—117
Ураносилит, молекулярная формула
123
Ураноспинит* 105
Ураносферит* 96
Уранофан* 99, 101, 103, 155
Ураноцирцит* 105
Ураношпатит* 105
Уранпирохлор* 85
Урсилит* 100, 101
Ферганит* 110
Фергусонит* 93
Фоглит* 118, 119
Форманит* 93
Форфориты ураноносные 206—207,
227—228
Фосфоуранилит* 103—105
Франсвиллит* 110—112
Фришеит* 105, 108—111
Фуралумит* 103, 104
Фуркалит* 103—105
Фурмарьерит* 96, 98
Фуронгит* 103, 104
Хейвиит* 99—101

Хейвиит (Mg)* 100, 101
 Хейнрихит* 104, 105
 Хьелмит см. Иттромикролит* 86
 Хюгелит* 103, 104

Цейнерит* 105
 Целлерит* 117—119
 Цены на уран 176—177, 282
 Церрианит* 93
 Цинковый циппеит* 116
 Циппеит* 115, 116

Чералит* 93
 Черные сланцы ураноносные 157, 159,
 162, 170, 171, 173, 187,
 205—206, 226—227, 280

Шарпит* 118
 Шмиттерит* 119, 120
 Шрёкингерит* 116—119

Щелочные пегматоидные граниты и асо-
 социирующиеся с ними м-ния

U 212—213, 231—232

Эвалдит* 93, 119
 Эвксенит* 86
 Эканит* 93
 Экзогенный цикл урана 38—42
 Эпиянтинит* 95
 Эшинит* 86, 93

Юпалит* 103, 104

Янтинит* 85, 89, 94, 95, 118

Указатель названий

- Аббаци, формация 231
Абете, горизонт 307, 308
Австрийские Альпы, горы 273
Агалес, рудный район 221
Агада, река 263
Ада, река 306
Аделаида, система 161
Азорские острова 20, 21
Айдахо, штат 207, 208, 227, 228
Айдахо-Спрингс, формация 233
Айллик, группа 158, 160, 161
Айфель, провинция 14
Алабама, штат 226
Аламенда, месторождение 260, 261, 263
Алжир 245
Аллеберг 249
Алпальян 261
Альбуркерке 261
Алье 268, 269, 271
Альпийский ороген 271—273
Альпы, горы 6, 191, 245, 274, 304, 307, 310
Альтмюльг 265
Аляска, штат 208, 212, 231
Амброзия-Лейк, месторождение 182, 237
Амер, озеро 159
Амер-Лейк, месторождение 157
Андерсон, месторождение 210
Амстердам 245
Андре, структура 253
Андухар 260
Анкомпагре, поднятие 170
Антлер, поднятие 170
Апеннины, горы 245
Араша, месторождение 202, 203, 211, 230
Арвидсьяур, месторождение 247
Ардара, граниты 290
Арденны, горы 245, 246, 251
Ардуасьер 258
Аризона, штат 103, 219
Арканзас, штат 203
Армориканский массив 163, 245
Арфэй, монцограниты 256, 258
Арьеплуг, месторождение 247
Атабаска, бассейн 52, 53, 80, 154, 157, 158, 161, 162, 183, 185, 218
Атабаска, формация 168, 169, 185, 234, 235
Ауслейл, аркозы 292
Ауз, месторождение 244
Афины 245
Африканский щит 244
Ахаггар, вулканическая область 20, 21
Ацере 260
Бавария, земля 264
Багомбешейл, песчаники 197
Баден-Баден, бассейн 265
Баден-Вюртемберг, земля 103, 104, 265
Баия, штат 159, 162
Баклес, месторождение 225
Бакума, месторождение 203, 224
Балакорда, гора 315
Балканы, горы 245
Балтийское море 206
Банкрофт, месторождение 154, 157, 162, 170, 203, 214, 232, 233
Барбертон, горы 298, 299
Барни, жила 233
Бар-Ривер, формация 159
Бассейнов и Хребтов, провинция 228
Бастия 251
Баффинова Земля, остров 161
Бейкер-Лейк 154
Бейра-Алта, провинция 259, 260
Белград 245
Бельзан, месторождение 244, 251, 252
Бен-Ломон, месторождение 163
Бергамские Альпы, горы 246
Берген 103
Берлин 245
Берн 245
Берт 258
Бертолен, месторождение 244
Бессен 252
Биверлодж, месторождение 52, 78, 160, 202, 203, 215, 236
Бикрофт, месторождение 202, 232
Биллинген, месторождение 249
Бингем, рудник 213
Бингем-Каньон, рудник 209, 213
Блайнд-Ривер, месторождение 89, 202, 203, 205, 224, 226
Блафф, песчаники 237
Близард, месторождение 164
Бодмин, гранитный массив 297
Бокан, гора 231
Бокан-Маунтин, границы 212
Бокан-Маунтин, месторождение 202, 203, 231
Большена, озеро 316
Большано, месторождение 154, 157, 163
Большое Медвежье озеро 215
Бон-Валли, формация 206
Бонн 245
Борден, бассейн 161
Бордо 251
Борпер, месторождение 244, 251
Боррега, месторождение 261
Брабантский массив 251
Брам, гранитный массив 250, 252, 253
Браччано, озеро 316
Бреш-Бейсин, формация 237
Бретань, область 250
Бриансон, зона 313
Британская Колумбия, провинция 163, 164, 208
Британские острова 163, 297
Бро 270
Брюссель 245
Буа-Нуар, месторождение 244, 251, 256—259
Буда, известняки 223
Будапешт 245
Бурбен-л'Аршамбо 270
Бурбонне, горы 256, 258, 270
Бухарест 245
Бюссе, граниты 258
Вайоминг, штат 44, 49, 50, 52, 65, 67, 74—77, 119, 165, 169, 170, 180—182, 186, 207, 213, 221, 227, 238, 280
Валлоне, рудопроявление 315
Валь-Веделло, месторождение 272, 304, 306, 309—312
Валь-Гардена, песчаники 312
Вальдемасканьо, месторождение 261, 263
Валь-Камоника 306
Валь-Канале, разлом 308
Валь-Каронно 311
Валь-Рендена 313
Валь-Сериана 306, 312, 313
Вальтеллина, долина 309, 312
Вандея, область 246, 255
Варвсбергет 249
Варшава 245
Вашингтон, жила 233
Вашингтон, штат 183, 185, 213, 232, 262
Веделло, долина 309, 310
Везувий, вулкан 16—18, 21—23, 25
Вельвич, формация 231
Вельдель, месторождение 264
Вена 245
Венерн, озеро 249
Венеция 305
Вентерсдорп, система 158, 298
Веррукано, формация 304, 313, 314
Веррукано-Ломбардо, формация 307, 312
Верхнее озеро 159
Верхний Австро-Альпийский покров 273
Верхний Пфальц 264
Верхний Рейн, департамент 266
Верхний Шваривальд 266
Вестерготланд, провинция 249
Визеу 261
Вико, вулкан 316
Виллар-де-Пералонсо, месторождение 259, 260
Вил-Ремфри, брекчия 294
Вимон, лейкограниты 256—259
Висконсин, штат 68
Витватерсранд, рудный район 154, 157,

- 167, 205, 298, 299
 Витватерсранд, система 158, 159, 167, 298
 Витебро 316
 Витигудино 261, 263
 Виши 258
 Вогезы, горы 245, 250
 Волластон, складчатый пояс 157, 160, 234
 Вольсини, группа 316
 Восточно-Альпийский ороген 274
 Восточно-Африканская рифтовая система 211
 Восточные Альпы, горы 312
 Восточный Саян, хребет 213
 Вудроу, трубка 219
 Вулканелло 16, 17, 21, 22
 Вулкано 16, 17, 21, 22
 Высокий Тауэрн, тектоническое окно 273
- Гавайские острова 16, 21, 24
 Галисийско-Кастильская зона 244, 245
 Гамр, месторождение 244, 270
 Гардар, провинция 246, 247
 Гардар, серия 248
 Гаронна 252
 Гароннская низменность 271
 Гарц, массив 245, 246
 Гассавей, пачка 226, 227
 Гвадалахара, провинция 270
 Гебридский щит 245
 Гельветский покров 273
 Генри, горы 74
 Генриетта, месторождение 251, 254
 Генуя 305
 Георенья-Вас, месторождение 272
 Герцинский фронт 245
 Гере, комплекс 250
 Гордон-Лейк, формация 159
 Горни-Славков, месторождение 244
 Госпитал-Хилл, серия 167
 Грампианские горы 291
 Грандфатер-Маунтинс, месторождение 157
 Гранит, горы 52, 65, 213
 Грантс, рудный район 74, 154, 157, 164, 182, 202, 203, 209, 221, 222, 237, 238
 Гренландия 6, 154, 158, 160, 161, 202, 203, 211, 229, 244, 246, 247
 Грин-Ривер, формация 119, 159
 Громо 307
 Грюри, месторождение 244, 251
 Гуайяма, впадина 52
 Гуарда 260, 261
 Гурон, озеро 224
 Гуронская надгруппа 224
 Гэз-Хилс, месторождение 74, 202, 203, 238, 239
 Гэрфилд, рудник 75
- Долбитти 250
 Дальний Восток 272
 Дамара, надгруппа 231
 Дамарский складчатый пояс 230
 Дартмур 292, 293, 295
 Дартмур, граниты 288, 293—297
 Дауэллтаун, пачка 226
 Дейбрик, рудник 213
 Денвер 233
 Денисон, рудник 225
 Джабилука, месторождение 202, 203, 218, 234, 235
 Джорджия, штат 208
 Джустеначе, река 314
 Джэкпайл, песчаники 237
 Дилень, месторождение 264
 Динариды 245
 Дир-Лейк, бассейн 163
 Доматилла, месторождение 229
 Доминион-Риф, система 158, 159, 298
 Донегол, графство 290
 Древние красные песчаники 163, 250, 292
 Дрон, река 191—193
 Друагюрье, граниты 258
 Дублон, месторождение 244, 248
 Дублин 245
 Дуэро, река 263
 Дьюбоунт, группа 158, 160, 161
- Ельтес, река 263
 Ерумсбергет 249
- Жакобина, месторождение 159
 Жан-Винсен, формация 191
 Женева 277
 Жировски-Врх, месторождение 244, 245, 270, 272, 273
 Жиронда, департамент 271
 Жоан-Бетц, месторождение 213
- Западная Австралия, штат 222, 223, 239
 Западная Сьерра-Мадре, провинция 228
 Западные Альпы, горы 304, 313
 Западные Карпаты, горы 272
 Злетовска-Река, месторождение 245, 274
 Зуни, поднятие 170
- Иберийская Месета 244—246, 259, 260
 Ивернересс, месторождение 244, 251
 Игранд 270
 Илимаусак, комплекс 247, 248
 Илимаусак, месторождение 202, 203, 211, 229, 230
 Иллинойс, жила 233
 Иль, река 192, 193
 Иннуитский пояс 246
 Инсубрийская линия 310
 Иохангеоргенштадт, рудник 8
 Ирландия 244, 246
- Ирфе 258
 Иски, адамеллиты 289
 Исландия 21
 Ист-Аллигейтор, река 154, 161, 218, 234
 Ист-Аллигейтор-Ривер, месторождение 78, 157, 162, 185
 Итальянские Альпы, горы 273
 Итальянские Западные Альпы, горы 247
- Йёгене 249
 Йиллирри, месторождение 202, 203, 223, 239
 Йиссебергет 249
- Каапвааль, кратон 286, 299—301
 Кайпокок, месторождение 161
 Калабрия, область 304
 Каледонский фронт 245
 Калифорния, штат 99
 Канадский щит 291
 Канарские острова 21, 211
 Кан-Мет, рудник 225
 Канозо 315
 Канталь, демартамент 270
 Кардифф, комплекс 232
 Карелия 104
 Карилад, месторождение 260—263
 Карлин, сланцы 49
 Карменеллис, граниты 288
 Карона, сланцы 310
 Карпатско-Балканский регион 272
 Карпаты, горы 245, 273
 Кару, месторождение 157
 Кару, формация 222
 Касерес 259, 261
 Каспийское море 206, 228
 Каштелу-Бранку 261
 Кая-Кая, песчаники 197
 Квебек, провинция 213
 Квинсленд, штат 163, 213, 234
 Квирк, рудник 225, 226
 Кеангорм, граниты 287, 291—293, 295, 297
 Кенема, провинция 212
 Кеноранские граниты 158
 Кентукки, штат 226
 Кергелен, остров 20
 Кергелен, хребет 21
 Кетилидская провинция 247
 Кёнигштейн, месторождение 244, 270
 Киву, область 103
 Ки-Лейк, месторождение 79, 80, 88, 180, 218
 Клеркдорп, граниты 299
 Клиссон-Мортань, массив 256
 Клзузо 306
 Кобальт, группа 159
 Кобокобо, месторождение 103
 Ковильян 261

- Коллинс-Бей, месторождение 80
 Коллио, бассейн 6, 304, 306, 307
 Коллио, формация 305—313
 Колорадо, плато 89, 99, 103, 109, 164, 170, 221, 280
 Колорадо, штат 8, 48, 49, 75, 76, 78, 164, 165, 169, 183, 185, 211, 233
 Кольский полуостров 211
 Комболджи, формация 158, 169, 234—236
 Компреньяк 252
 Конуэй, месторождение 213
 Копенгаген 245
 Кордильера Бетико, горы 245
 Кордильеры, горы 163
 Корелла, формация 234
 Корнер-Лейк, зона оруденения 225
 Корнубский батолит 287, 291, 292, 294, 297, 301
 Корнуолл, полуостров 8, 245
 Котские Альпы, горы 313, 314
 Крзё, рудный район 255
 Крокер-Уэлл, месторождение 212
 Крункельбах, месторождение 255
 Кулёвр 270
 Кунгарра, месторождение 218
 Кунео, рудопроявление 304, 313, 314
 Кунья-Байша, месторождение 259—261
 Кутра, месторождение 189—193, 251, 271
 Кхан, река 231
 Кхан, формация 230, 231
 Кэхилл, формация 234, 235
- Ла-Бард, месторождение 191—193
 Ла-Бордери, месторождение 192, 195
 Лабрадор, полуостров 160, 161
 Ла-Вирген 259
 Лагадейер, месторождение 198, 199
 Ла-Гийерми, месторождение 258
 Лагоа-Реал, месторождение 162, 170
 Лагуна 237
 Ла-Доржисьер, месторождение 244, 251
 Ла-Жоншер 252
 Ла-Крузий, рудное тело 190—192, 254
 Лангер-Хейнрих, месторождение 223
 Лангонь, месторождение 255
 Лалалис 258
 Ла-Петрацца, лава 17
 Лар 103, 104
 Ла-Рендьер, граниты 256
 Латера, вулкан 316
 Лацио, месторождение 154, 157, 170
 Лацио, провинция 247, 274, 316, 317
 Ла-Шапель-Ларжо, месторождение 244, 251
 Лашо, месторождение 213, 256—258
 Ле-Бернардан, месторождение 244, 251
 Ле-Боск 267
 Ле-Брюжо, месторождение 244, 251, 252
- Ле-Виола 267
 Ле-Гулор, река 190—193
 Ле-Донжон 258
 Лейперс, известняки 226
 Лекко 306
 Ле-Палэ, река 192, 193
 Ле-Пьер-Плантэ, месторождение 244, 251, 257
 Ле-Пюеш 267
 Ле-Санье, месторождение 253
 Ле-Селье, месторождение 244, 251
 Ле-Фресс, месторождение 244, 251
 Ле-Фьё, месторождение 192, 193
 Ле-Фьё, формация 191
 Ле-Шардон, месторождение 244, 251
 Ле-Шарлери 270
 Ле-Шеню 270
 Ле-Эмье 267
 Ле-Эссар — Мерван, ось 256
 Лианшанхуан, месторождение 159
 Лимож 252
 Лимпопо, подвижный пояс 298
 Лимуза, месторождение 256, 258, 259
 Лимузен 250, 255, 257
 Лион 251
 Липари 16, 17, 21
 Липарские острова 22
 Лиссабон 245
 Лихтенталер, бассейн 266
 Ловозеро, месторождение 211
 Лодев, месторождение 163, 264, 266—269
 Ломбардия, область 313
 Ломбардские Альпы, горы 304, 306
 Ломбр, месторождение 268—271
 Лондон 11, 245
 Лос-Ратонес, месторождение 259, 261
 Луара, река 252, 267
 Лузитано-Алькудская зона 244, 245
 Лумбралес 261, 263
 Луризия 314
 Луру 270
 Лыса-Гура, месторождение 245, 246
 Льяно 47, 68
 Л'Экарпьер, месторождение 251
 Лэenor, рудник 225
 Люксембург 245
- Магнет-Коув, месторождение 211
 Мадагаскар 92, 214
 Мадисон, известняки 165
 Мадлен, лейкограниты 256, 258
 Мадрид 245
 Мак-Дермитт, месторождение 157, 165, 210
 Македония, область 247, 274
 Мак-Ким, формация 224
 Макковик 154, 157
 Мален, толща 158
 Малый Штауфен 266
 Манитоба, провинция 212
- Манкос, формация 182
 Маргарита, месторождение 229
 Марианске-Лазне, рудный район 264
 Маркори, песчаники 267
 Марньяк 244, 251, 252, 254, 255
 Марсель 245, 251
 Мартин, формация 158, 168, 236
 Марьяк, месторождение 99
 Масарет, месторождение 244, 270
 Мас-д'Алари, месторождение 266, 267, 269
 Мас-Лавер, месторождение 244, 251, 266, 268
 Матиненда, формация 224, 225
 Маунт-Барстолл, граниты 234
 Маунт-Бэтток, граниты 287, 291, 292, 297
 Маунтин-Пасс, месторождение 211
 Маунт-Пейнтер, месторождение 229
 Маунт-Спокан, рудник 213
 Маурин, месторождение 163, 210
 Медный пояс Африки 233
 Мейе, граниты 258
 Мейе-де-Монтань, граниты 256, 258, 259
 Мексиканский залив 44, 47, 49, 54, 68, 74, 76, 164, 165, 221
 Меншеншванд 100, 244, 255
 Меринг 264, 265
 Мессина 305
 Мечек, горы 270, 273
 Мечек, месторождение 245
 Миднайт, месторождение 202, 213, 232
 Мид-Пик, сланцы 227, 228
 Мидуэст-Лейк, месторождение 218
 Микулунгу, месторождение 154, 157, 159, 196, 197
 Милан 305
 Милликен, месторождение 225
 Минас-Жерайс, штат 159, 230
 Миннесота, штат 68
 Михаэльганг 119
 Моаб 165
 Моеда, формация 159
 Мойнская толща 291
 Моктесума 119
 Молданубская зона 244—246, 251, 256, 260, 264, 265
 Молинье 267
 Монмассакро, месторождение 192, 194
 Монреаль 10, 11
 Монт, конгломераты 268
 Монтана, штат 100, 165, 207, 227
 Монтань-Нуар, горы 266
 Монт-Бьянко, массив 304
 Монтгомери-Лейк, месторождение 159
 Монте-Кларо 262
 Монте-Кларо, река 262
 Монтерджиан, провинция 211
 Монфокон, граниты 256
 Морбенно, гнейсы 310—312

- Моррисон, дельта 49
 Моррисон, формация 74, 158, 164, 165, 182, 237
 Моссеберг 249
 Мулен, граниты 256
 Мунана, месторождение 157, 159
 Мунана, песчаники 110, 111
 Мун-Лейк, зона оруденения 225, 226
 Мурань, месторождение 245
 Мусонои, месторождение 119, 121
 Мэри-Катлин, месторождение 202, 203, 216, 234
 Мэрисвейл, месторождение 114, 209
 Мюлленбах, месторождение 244, 264—266
 Мюнхен 278
- Наллагайн, формация 159
 Намиб, пустыня 222, 231
 Нант 251
 Нарни 316
 Неаполь 305
 Небраска, жила 233
 Небраска, штат 76
 Нерке 249
 Низа, месторождение 213, 244, 260—262
 Ниенгио-того 90
 Нижний Австро-Альпийский покров 273
 Нипписинг, озеро 211
 Новацца, месторождение 154, 163, 244, 272, 304, 306—309
 Новая Зеландия 221
 Новая Шотландия 297
 Ноэль, аргиллиты 253
 Нопаль, залежь 229
 Нордик, зона оруденения 225, 226
 Ньирагонго, вулканическая область 15, 20, 21, 23
 Нью-Гэмпшир, штат 213
 Нью-Мексико, штат 51, 76, 100, 164, 219, 222, 237, 280
 Ньюфаундленд, остров 163
- Огнитский комплекс 213
 Огуэ, равнина 196
 Ожэр, месторождение 252, 253
 Окло, месторождение 154, 157, 159
 Олимпик-Дам, месторождение 202, 203, 210, 229
 Олша, месторождение 244
 Оманс, бассейн 268—270
 Онтарио, провинция 89, 159, 162, 167, 170, 173, 211, 214, 224, 232
 Орегон, штат 165
 Оркадский бассейн 292
 Оркнейские острова 249, 250, 292
 Оробикские Альпы, горы 310
 Орфан, месторождение 203, 219
 Ос — Залле, впадина 265
 Осло 245
- Оусдаль, месторождение 244
- Пайн-Крик, геосинклиналь 160
 Палабора, месторождение 211
 Палангана, месторождение 74
 Палейрос-де-Толоза, месторождение 260
 Палле, габбро 256
 Пампарато 314
 Паннонский бассейн 246, 273
 Паралок-Валли, рудник 8
 Парди, зона оруденения 225
 Париж 10, 11, 245, 251
 Парижский бассейн 191, 250, 268
 Паудер-Ривер, бассейн 180—182, 221
 Певераньо 314
 Пекорс, зона оруденения 225
 Пени, месторождение 244, 251, 252
 Пеннаран, месторождение 244, 251
 Пенья-Бланка, месторождение 202, 203, 210, 228
 Пералонсо, месторождение 261, 263
 Пиллансберг, месторождение 211
 Пиренеи, горы 191, 245, 266
 Пиренейский полуостров 163, 244, 246, 259, 260
 Питч, месторождение 157, 165, 169
 Плантабергет 249
 Пласенсия 261
 Плеутайокк, месторождение 244, 247, 248
 Пойзн-Каньон, песчаники 237
 Польско-Германская впадина 245
 Понтиви, месторождение 244, 251
 Поппенрейт 264, 265
 Порталегри 260, 261
 Порт-Радий, месторождение 160, 168
 Посус-ди-Калдас, месторождение 211, 230
 Прага 245
 Прайор-Маунтинс, месторождение 157, 165, 169, 224
 Прейт, долина 313, 314
 Прейт, рудопоявление 304, 315
 Приморские Альпы, горы 313, 314
 Принца Уэльского, остров 231
 Пршибрам, месторождение 215, 244, 260, 263
 Пубара, песчаники 197
 Пэнел, рудник 225
 Пюеш-Лозер 267
 Пюи-де-Руссе, месторождение 195
- Раббит, озеро 235
 Раббит-Лейк, месторождение 78, 202, 203, 218, 234, 235
 Рабежак 267
 Равабергет 244
 Разе 252
 Райфл, рудник 75
 Рам-Джанг, месторождение 79, 218
- Ранстад, месторождение 154, 157, 206, 244, 249, 264
 Рвуар, месторождение 194
 Ред-Дезерт 67
 Рейкьянес, хребет 20, 21
 Рейнджер, месторождение 52, 218
 Рекс, кремни 227
 Рекспар, месторождение 154, 157, 163, 210
 Рендена, долина 313
 Рено-Герцинская зона 244, 251
 Рензсон 258
 Ресетт, структура 253
 Реторт, сланцы 227
 Реюньон, остров 21
 Рёссинг, месторождение 154, 157, 162, 170, 202, 203, 212, 230, 231
 Рикепче, пачка 237
 Рим 245, 305, 314, 316
 Ритор, брекчия 253
 Роан, группа 233
 Роанн 258
 Рогарт, гранитный массив 295
 Родезийский кратон 298
 Родопский массив 246, 274
 Розаль 265
 Рожна, месторождение 244
 Роксби-Даунс, месторождение 162, 210, 229
 Росса, остров 21
 Росс-Адамс, рудник 232
 Румынские Карпаты, горы 273
 Руссе, граниты 256
 Русский шит 244
- Сабатини, группа вулканов 316
 Савоя, область 273, 274
 Савона 314
 Саками-Лейк, месторождение 159
 Саксония, область 103
 Саксо-Тюрингенская зона 244, 251, 264, 265
 Саламанка 263
 Саммервилл, формация 237
 Сан-Фелисес 263
 Сан-Хуан, бассейн 76
 Сардиния, остров 245, 304
 Саскачеван, провинция 78, 79, 88, 160—162, 168, 169, 180, 183, 185, 212, 217, 218, 234, 236
 Саут-Аллигейтор, река 218
 Саут-Аллигейтор-Ривер, месторождение 157, 161
 Саут-Маунтин, батолит 297
 Саэлисес 261, 263
 Святой Елены, вулкан 16, 17, 21—23
 Северная Каролина, штат 207, 208
 Северная территория 78, 79, 100, 112, 161, 162, 185, 217, 218, 234
 Северное море 53
 Северо-Американская платформа 47,

- 247
Северо-Западные территории 160, 161, 168, 169, 237
Северо-Шотландское нагорье 250, 291
Сен-Албань 267
Сен-Гуссо, гранитный массив 250, 252, 253
Сен-Жан-де-ла-Блакьер 267
Сен-Жув 252
Сен-Жюльен 267
Сен-Жюльен-ла-Ветр 258
Сен-Леже 252
Сен-Мартен 267
Сен-Прист-ла-Прюнь 258
Сен-Пьер-дю-Канталь, месторождение 244, 251, 270, 271
Сен-Сильвестр, лейкограниты 192, 250, 252, 253
Сент-Айвс, рудник 8
Сент-Ипполит, месторождение 266
Сент-Луи, разлом 236
Сент-Остелл, граниты 294
Сентр-Лейк, граниты 232
Сеньора-дас-Фонтес, месторождение 260
Сериана, долина 307, 313
Серида, провинция 212
Серийи, месторождение 244, 251, 268—271
Серро-де-Коррего, формация 159
Сивалик, формация 272
Синде 260
Скалистые горы 211
Скара 249
Слатина, месторождение 264
Сованьяк 252
Сондрио, область 306, 309
София 245
Спишско-Гемерский район 272
Спокан 232, 262
Спокан-Маунтин, месторождение 183, 185, 203, 213
Спор-Маунтин, месторождение 165
Стокгольм 245
Страсбург 251
Стройберг 103
Стромболи, вулкан 17, 21—23, 25
Стромнесс 292
Стронтиан, гранитный массив 293, 295
Стэнлей, рудник 225
Стэнрок, рудник 225
Суперальпийский покров 273
Суэцкий залив 53
Сьерра-де-Пенья-Бланка, месторождение 165
Сьюдад-Родриго 259—263
- Тазин, серия 236
Тайвань, остров 208
Тарабо, месторождение 244, 260, 261
Тарква, система 159
- Телон, формация 169
Темпл-Маунтин, трубка 219
Теньель, месторождение 253
Теннесси, штат 51, 226
Тенюй 270
Техас, штат 44, 47, 49, 57, 68, 76, 77, 154, 164, 165
Тибр, река 316
Тирана 245
Тирренское море 316
Тиршенрёт, рудный район 264, 265
Того, формация 232
Тодилто, месторождение 203, 223, 237
Този, кремни 227
Толоза, месторождение 261
Томас-Рейндж, месторождение 210
Тоно, месторождение 164
Торонто 173, 224
Тоттори, префектура 90
Траванкур, провинция 212
Трансвааль, надгруппа 159
Трансильванский бассейн 246
Трентино 313
Трентино-Альто-Адидже 312
Тринидад, остров 20, 21
Тристан-да-Кунья, острова 19—22
Туле, бассейн 161
Тунис 245
Турин 305
Тьер 258
Тюя-Муюн, месторождение 224
- Уайт-Ривер, формация 180
Уилер-Бейсин, месторождение 212
Уиллистон, бассейн 203, 223
Уинд-Ривер, формация 158, 165, 180, 221, 238
Уиски, зона оруденения 225
Украинский щит 203, 216, 245
Уолфиш, залив 206
Уолфиш, хребет 20, 21
Уолфиш-Бей, месторождение 202, 203, 227
Ураван, месторождение 48, 49, 75, 164, 165
Ураниум-Сити, месторождение 154, 157, 168
Уржейриса, месторождение 244, 259—261
Уэбра, река 263
Уэльс 245
Уэстуотер-Каньон, формация 237
Уэт-Маунтинс, месторождение 211
- Файал, остров 22
Фальбиген 249
Фалькенбергер, массив 265
Фальчепинг 249
Фане, месторождение 244, 251—253
Фе, месторождение 213, 244, 260, 262
Фельдер, месторождение 74
- Фенно-Скандинавский (Балтийский) щит 244, 245, 249, 274
Флорида, штат 207, 208
Фогтланд 103
Фойерс, гранитный массив 293, 295
Фонданеш, месторождение 195
Форбах, граниты 265
Форе-де-Тронсе 270
Форез, месторождение 198, 256
Форштау, месторождение 203, 244, 273
Фосфория, формация 206, 227, 228
Фрайберг, месторождение 215
Франсвилль, месторождение 110, 203
Франсвилль, формация 196
Франсвилльский бассейн 159, 222
Фрейбург, граниты 299
Фром, озеро 221
Фронт-Рейндж, месторождение 183, 185
Фт.-Юнион, горизонт 180
Фундан 261
Фуэнтес 261, 263
- Хейви, водохранилище 99
Хелмсдейл, граниты 250, 291—293, 295, 297
Хельсинки 245
Хёэнштайн, месторождение 264
Хомас, формация 231
Хорнби-Бей, формация 169
Худ, граниты 298, 299
Хута, месторождение 245
Хутаген, месторождение 244
Хэппи-Джек, рудник 115
Хюммельзаккер 266
- Центрально-Иберийская зона 244, 245, 260
Центральные Альпы, горы 309, 313
Центральный массив 78, 154, 157, 163, 245, 246, 250, 252, 256, 268
- Чаттануга, формация 43, 51, 157, 158, 162, 202, 203, 206, 226
Черное море 154, 206
Черчилл, провинция 160
Чехия, область 8
Чешский массив 163, 245, 246, 264, 270
Чивитавеккья 316
Чиннекулле, гора 249
Чиуауа 228
Чус, формация 231
- Шабонн 252
Шамадель, месторождение 191—193
Шардон 256
Шаррье 258
Шатель-Монтань 258
Шательдон 258
Шато-Монжильбер 258
Шатопонсак, граниты 250, 252, 253
Шварцвальд, горы 245, 255, 265

- Шварцвальдер, месторождение 78, 154, 157, 202, 203, 215, 233
- Шерли, бассейн 154, 157, 221
- Шёвде 249
- Шинколобве, месторождение 98—100, 119, 202, 203, 215, 233
- Шинли, формация 158, 165
- Шоле, лептиниты 256
- Шотландия, область 212, 244, 246, 249, 250, 286, 287, 291, 297, 299—301
- Шотландские нагорья 291, 292
- Эдит-Ривер, группа 158, 160, 161
- Экарпьер 244, 256
- Элизабет-Крик, месторождение 213
- Эллиот, озеро 159
- Эллиот-Лейк, месторождение 89, 154, 157, 159, 167, 202, 203, 205, 224, 226, 279
- Эльдорадо, месторождение 202, 203, 237
- Эль-Педригаль, месторождение 244
- Эль-Ширана, рудник 112
- Энесс, месторождение 268
- Энтрада, песчаники 237
- Эрлаген 10
- Эро 266, 269
- Эсперанса, месторождение 260—263
- Этив, гранитный массив 293, 295, 297
- Этна, вулкан 17, 21—23, 25
- Эхо-Бей, месторождение 202, 203, 237
- Южная Австралия, штат 162, 212, 229
- Южная Каролина, штат 208
- Южно-Шотландская возвышенность 250
- Южные Альпы, горы 312
- Южный Гуйе, структура 253
- Юлианехоб, песчаники и граниты 229, 248
- Юлийские Альпы, горы 273
- Юта, штат 49, 74, 103, 114, 115, 119, 165, 207, 209, 213, 219, 227
- Яткайед-Лейк, месторождение 160
- Яхимов, месторождение 8, 119, 244, 260, 264

Именной указатель

- Адамс (Adams) 40—42, 52, 74, 76, 78—80
Алексеева 110
Аллегре (Allègre) 17
Андерсон (Anderson) 23, 102, 123
Аникина 114
Апплеман (Appleman) 111, 114
Арнольд (Arnold) 225
Аррибас (Arribas) 89
Арфведсон (Arfwedson) 8
Аткин (Atkin) 290
Аутербридж (Outerbridge) 99
Ауэр (Auer) 8
Ахерн (Aherm) 23
- Байнтема (Beintema) 107
Бакос (Bakos) 307
Бастованов (Bastovanov) 99
Баюшкин 89
Бейли (Bailey) 14
Беккерель (Becquerel) 8, 10—12
Беккинсейл (Beckinsale) 288
Белова 103
Беннетт (Bennett) 17
Березина 215
Берман (Berman) 148
Берцелиус (Berzelius) 8
Бёрд (Bird) 209, 233
Бётчер (Boettcher) 14
Биньян (Bignand) 94
Блэкуэлл (Blackwell) 5
Борэн (Borène) 111
Боссгарт (Bosschart) 59
Ботбол (Botbol) 69
Боулс (Bowles) 298
Бохс (Bohse) 210
Бранденбург (Brandenburg) 119
Бранше (Branche) 110, 111
Бриндли (Brindley) 99
Брофи (Brophy) 114
Брюле (Brulhet) 269
Бурьянова 111
Бхаттачария (Bhattacharya) 60
Бюлтеман (Bültemann) 103
- Вагсфорт (Wagsfort) 8
Валента (Walenta) 95, 100, 103, 104, 117, 119
- Ван Вамбеке (Van Wambeke) 103
Ван Меерсше (Van Meerssche) 102
Ваэс (Vaes) 114
Венрих-Вербеке (Wenrich-Verbeek) 111
Вилдзон (Viljoen) 298
Вильсон (Wilson) 97
Вимменауэр (Wimmenauer) 103, 104, 119
Воллмер (Vollmer) 15, 20, 23, 25
Вултсидис (Voultsidis) 88
- Гарсон (Garson) 288
Гаспарини (Gasparini) 5
Гасперин 92
Гаст (Gast) 15, 16
Геберт (Gebert) 89
Герасимовский 84
Гершель (Herschel) 8, 37
Гецева 84
Гийё (Guillot) 250
Горман (Gorman) 103
Грёнволл (Gronvold) 87
- Далькамп (Dahlkamp) 52, 78, 79, 309
Дана (Dana) 84
Дардель (Dardel) 6
Даунс (Downs) 233
Де Абеledo (De Abeledo) 101
Де Бони (De Bonis) 313
Де Виво (De Vivo) 7, 274
Де Вото (De Voto) 6, 207
Дейвид (David) 72
Делинс (Deliens) 95, 98, 99, 103, 119
Дерри (Derry) 225
Джереског (Jöreskog) 72
Дик (Duck) 61, 64, 67
Дои (Doi) 88
Донгарра (Dongarra) 5
Донней (Donnay) 119
Дьюи (Dewey) 209
- Жюливер (Julivert) 244
- Захарисен (Zacharisen) 96
Зигель (Siegel) 94, 97
Золенский (Zolensky) 107, 123
- Ильменев 89
Ипполито (Ippolito) 7, 9, 274
- Кадель (Cadel) 312
Калас (Calas) 22
Канселльере (Cancelliere) 310
Капалди (Capaldi) 17
Капю (Capus) 271
Карсуэлл (Carswall) 228
Кзарнецкий (Czarnecki) 67
Кировконов 90
Кисс (Kiss) 117
Клапрот (Klaproth) 8, 37
Кларк (Clark) 95—97, 118
Клейсен (Clasen) 88
Клован (Klovan) 72
Ковба (Kovba) 99
Колеман (Coleman) 114, 119
Кондоминес (Condomines) 17, 21
- Копченова 91
Кордфунке (Cordfunke) 117
Кортини (Cortini) 5
Космат (Kossmat) 244
Кох (Koch) 72
Кошраван-Шазедь (Khosrawan-Sazedj) 107
Крист (Christ) 95—97, 117
Крукс (Crookes) 11
Куртис (Curtis) 173
Кюней (Cuney) 259
Кюри (Curie) 8, 11
- Лаборд (Laborde) 11
Лазенби (Lazenby) 60
Лангмюр (Langmuir) 41, 109, 117, 155
Ларсен (Larsen) 148
Левинсон (Levinson) 60, 80
Лепелтье (Lepeltier) 70
Леруа (Leroy) 250, 252
Линк (Link) 72
Ллевелин (Llewelyn) 228
Ллойд (Lloyd) 14
Локарди (Locardi) 25
Лонг (Long) 289
Лоопстра (Loopstra) 96, 119
Лотце (Lotze) 244
- Макаров 114
Мак-Берни (McBurney) 99
Мак-Доуэлл (McDowell) 226
Мак-Кеветт (McKevett) 232
Мак-Келви (McKelvey) 228
Мак-Миллан (McMillan) 46, 78, 153, 154
Маркграф (Markgraf) 123
Мартинотти (Martinotti) 311
Масаки (Masaki) 88
Матьюз (Mathews) 46, 51
Мензис (Menzies) 14
Мерайтер (Mereiter) 97, 98
Мердок (Murdoch) 99
Мерти (Murthy) 14
Мёрфи (Murphy) 212
Микл (Mickle) 46, 58
Мильтон (Milton) 119
Миронова 42
Митчелл (Mitchell) 288
Мо (Moh) 103
Мокеева 102
Морин (Morin) 110
Морли (Morley) 60
Моро (Moreau) 250, 256, 262, 263, 274
Моросин (Morosin) 107
Морсе (Morse) 67
Мошер (Mosher) 236
Муто (Muto) 90
- Наито (Naito) 88
Наумов 42
Никол (Nichol) 72
Николс (Nichols) 6, 66
Нинисто (Niinisto) 116
Нисимори (Nishimori) 211
Нкомо (Nkomo) 65
Ное-Спирле (Noe-Spirlet) 95

- Норри (Norry) 15, 20, 23
- Оверсби (Oversby) 16
- Овчинников 63
- Оджакангас (Ojakangas) 218
- Окерблом (Åkerblom) 288
- Олдертон (Alderton) 293
- Остин (Austin) 75
- Отран (Autran) 250
- Оттонелло (Ottonello) 25
- Оуэнс (Owens) 10
- Патерсон (Paterson) 60
- Паттерсон (Patterson) 229
- Патчетт (Patchett) 225
- Пауэлл (Powell) 211
- Пелиго (Peligot) 8
- Пембертон (Pemberton) 59
- Пессина (Pessina) 311, 312
- Петрашек (Petraschek) 274
- Пире (Piret) 95, 103, 107, 111, 119
- Пире-Мойнер (Piret-Meunier) 102
- Питман (Pitman) 229
- Плант (Plant) 7, 287, 297
- Прато (Prato) 313
- Престон (Preston) 119
- Протас (Protas) 98, 99
- Пудовкина 84, 91, 104, 148
- Пьерро (Pierrot) 121
- Пэлеки (Palacky) 60
- Радд (Rudd) 225
- Райт (Wright) 100
- Рамзай (Ramsey) 11
- Ранкин (Rankin) 293
- Раншен (Ranchin) 250
- Раунтри (Rowntree) 236
- Резерфорд (Rutherford) 10—12
- Рентген (Röntgen) 10
- Риан (Ryan) 102
- Рич (Rich) 52, 155
- Робертсон (Robertson) 225, 226
- Рогова 99
- Роджерс (Rogers) 40, 41
- Роз (Rose) 70, 71
- Розенцвейг (Rosenzweig) 102
- Ромбергер (Romberger) 5
- Росс (Ross) 107, 116
- Рошолт (Rosholt) 65, 210
- Рудницкая 114
- Ружичка (Ruzicka) 51, 272
- Рэкли (Rackley) 51
- Савельева 84
- Саймен (Simen) 284
- Сатерленд (Sutherland) 14
- Своллоу (Swallow) 112
- Сергеев 104
- Сережкин 115
- Сесброн (Cesbron) 99, 109—111, 121
- Сиббалд (Sibbald) 79, 161, 235
- Сидоренко 84, 100
- Симпсон (Simpson) 7, 287, 291, 293, 298, 301
- Синклэ (Sinclair) 70
- Скворцова 91
- Склодовская-Кюри (Skłodowska Curie) 10
- Скотт (Scott) 52, 53
- Скул (Schoep) 95
- Смит (Smith) 5, 100—103, 231
- Соболева 84, 91, 104, 148
- Собри (Sobry) 95, 97—99, 123
- Содди (Soddy) 11, 12
- Сосье (Saucier) 74
- Спектор (Spector) 60
- Спера (Spera) 15
- Стаклесс (Stuckless) 65
- Стивенс (Stevens) 207
- Стол (Stohl) 100—103, 123
- Страдьё (Stradiot) 95
- Суайе (Soyer) 6
- Тацумото (Tatsumoto) 15, 23
- Тедеско (Tedesco) 6, 274
- Тейлор (Taylor) 96—98
- Тилсли (Tilsley) 79, 298
- Томпсон (Thompson) 148
- Томсон (Thomson) 10
- Тридгольд (Threadgold) 100, 112
- Туркотте (Turcotte) 23
- Уайт (White) 288
- Уивер (Weaver) 42
- Уикс (Weeks) 148
- Уилли (Wyllie) 15
- Уиллис (Willis) 88
- Уилсон (Wilson) 288
- Уиндли (Windley) 298, 300
- Уонти (Wanty) 57
- Уэббер (Webber) 74
- Уэст (West) 60
- Фернандес-Поло (Fernandez Polo) 262
- Феррис (Ferris) 225
- Финч (Finch) 220
- Флейшер (Fleischer) 83, 84
- Фохтен (Vochten) 99
- Фрондель (Frondel) 84—86, 88, 94, 96, 99, 101, 103—106, 110, 114, 116—119, 148
- Фукс (Fuchs) 89
- Фэрчайлд (Fairchild) 108
- Хантер (Hunter) 299—301
- Харшман (Harshman) 76
- Хатчинсон (Hutchinson) 5
- Хейнрих (Heinrich) 84
- Хердли (Hurdley) 301
- Хильперт (Hilpert) 237
- Хоаг (Hoag) 74
- Хогарт (Hogarth) 91
- Ходдер (Hodder) 173
- Хоксворт (Hawkesworth) 25
- Холлис (Hollis) 14
- Хони (Honea) 99
- Хоукс (Hawkes) 70
- Хокэстра (Hoekstra) 94
- Хуве (Hoeve) 79, 161
- Хуинен (Huynen) 101, 102
- Циглер (Ziegler) 6
- Чапел (Chappel) 288
- Чейс (Chase) 19, 20, 24
- Черников 99
- Чёрч (Church) 15, 23
- Шанер (Shaner) 88
- Шашкин 102, 111
- Шевалье (Chevalier) 92
- Шунвуа (Chenevoy) 250
- Шиллинг (Schilling) 15
- Шитц (Scheetz) 123
- Шмидт (Schmidt) 10
- Шмидт-Коллерус (Schmidt-Collerus) 73
- Штаатц (Staatz) 232
- Штифф (Stieff) 89
- Шэннон, мл. (Shannon, Jr.) 62
- Эванс (Evans) 96, 97, 107, 109, 111, 112, 116
- Эйзенхауэр (Eisenhower) 277
- Эмерсон (Emerson) 100
- Эпштейн 114
- Эрланк (Erlank) 14
- Янг (Young) 6, 103
- Ярдли (Yardley) 289, 297

Содержание

Предисловие редактора перевода	5
Введение. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	8
История радиоактивности. П. Гаспарини. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	10
Уран в мантийных процессах. М. Кортини. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	14
Перенос и отложение урана в гидротермальных системах при температурах до 300 °С: приложение к геологии. С. Б. Ромбергер. <i>Перевод Г. В. Пакульниса</i>	28
Геохимическое поведение урана в гипергенной обстановке. Г. Донгарра. <i>Перевод Г. В. Пакульниса</i>	37
Методы поисков урана. Ч. Е. Николс. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	46
Минералогия урана. Д. К. Смит, мл. <i>Перевод Г. В. Пакульниса</i>	83
Время, эволюция земной коры и возникновение урановых месторождений. Р. У. Хатчинсон, Дж. Д. Блэкуэлл. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	153
Поиски урана. Р. Г. Де Виво. <i>Перевод Г. В. Пакульниса</i>	176
Геохимия урана в гидрографической сети. Б. Сауйе. <i>Перевод Г. В. Пакульниса</i>	189
Урановые месторождения мира (исключая Европу). Р. Дж. Янг. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	202
Урановые месторождения Европы. В. Циглер, Дж. Дардель. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	244
Уран как энергетическое сырье Б. Де Виво, Ф. Ипполито. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	277
Роль гранитов высокой теплогенерации в формировании урановых провинций. П. Р. Симпсон, Дж. А. Плант. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	286
Урановые месторождения Италии. К. Тедеско. <i>Перевод А. О. Смилкстын</i>	304
Предметный указатель	319
Указатель названий	323
Именной указатель	329

Уважаемый читатель!
Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Монография

Б. Де Виво, Ф. Ипполито, Р. Гаспарини и др.

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ
И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Под редакцией

Бенедетто Де Виво, Фелиге Ипполито, Г. Капалди и П. Р. Симпсона

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский

Научные редакторы Н. А. Никишина, В. И. Чернышева

Мл. научный редактор Т. С. Егорова

Художник В. А. Лисицин

Художественный редактор А. Я. Мусин

Технический редактор М. А. Анциферова

Корректор Н. В. Вавилова

ИБ № 6431

Подписано к печати 22.03.88.

Формат 84x108/16. Бумага офсетная № 1.

Гарнитура таймс. Печать офсетная.

Объем 10,50 бум.л. Усл. печ.л. 35,28.

Усл. кр.-отт. 71,44. Уч.-изд.л. 35,79.

Изд. № 5/5376. Тираж 1200 экз. Зак. 864.

Цена 5 р. 80 к.

Издательство «Мир»

Набрано в Межиздательском фотонаборном центре издательства «Мир».
129820, ГСП, Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Можайский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
143200, Можайск, ул. Мира, 93.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ В 1989 г.

Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х томах: Пер. с англ./Под ред. Х. Рединга. — 76 л., ил. — 15 р. 50 к. за комплект.

В книге приводятся результаты фундаментальных исследований и обширный новейший материал по главным типам глобальных осадочных обстановок верхней оболочки Земли. Рассматриваются соотношения различных фациальных типов осадков в разрезе и на площади, контакты и переходы между фациями, комплексы фаций и объединение фаций в группы и серии, а также факторы, контролирующие природу и распространение фаций. Анализируется взаимосвязь между осадкообразованием и тектоникой. В 1-ом томе освещены осадочные обстановки, свойственные им фации и процессы аллювиальных отложений, дельт, озер, пустынь, прибрежных мелководных морских образований. Во 2-ом томе освещены осадочные обстановки и свойственные им фации морских мелководных карбонатных образований, глубоководных пелагических и кластогенных отложений, а также обстановки современного и древнего ледового литогенеза. Для всех разделов книги даны прекрасные иллюстративные схемы, рисунки и фотографии, делающие ее особенно доступной для конкретного применения при полевых исследованиях.

Для литологов и геологов, занимающихся изучением осадочных пород, а также для студентов геологических специальностей.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ В 1989 г.

Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. — 56 л., ил. 11 р. 50 к.

Книга известного американского ученого представляет собой современное, глубокое, детальное и полное изложение проблем изотопной геологии. Она характеризуется сочетанием логически стройного изложения классических основ изотопной геологии, описания традиционных изотопных методов с анализом перспектив и состояния ряда совершенно новых изотопно-геологических методов. В то же время эта книга служит средством освоения методов интерпретации изотопно-геологических данных, извлечения из них информации о природных процессах. В ней освещаются физические и геохимические основы методов изотопной геологии, вопросы использования радиогенных изотопов как индикаторов источников вещества, описываются существующие методы изотопной геохронологии: калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, самарий-неодимовый, лутеций-гафниевый, уран-торий-свинцовый, обычно-го свинца. Приводятся исчерпывающие сведения о геохимии стабильных изотопов легких элементов и об использовании изотопного фракционирования для исследования процессов миграции вещества, определения физико-химических условий рудообразования и других процессов в геологии.

Для специалистов в области изотопной геологии, геологов-рудников, петрологов, минералогов, геохимиков, гидрогеологов, стратиграфов и студентов соответствующих специальностей.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
готовит к выпуску в 1990 г.

Сейсмическая томография с приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике. Пер. с англ./Под редакцией Г. Нолета. — 28 л., ил. — 5 р. 90 к.

Компьютерная томография, позволяющая с помощью рентгеновских лучей получать детальнейшие изображения внутренних частей человеческого тела, произвела переворот в медицинской диагностике и принесла ее авторам Нобелевскую премию.

Успехи рентгенографии послужили толчком к развитию сходных методик в акустике и сейсмике. Сейсмическая томография — новое направление в геофизике, призванное радикально улучшить изображения внутренних частей Земли, получаемые по наблюдениям распространяющихся в ней сейсмических волн. Эта книга посвящена теоретическим и методическим проблемам сейсмической томографии, а также первым результатам ее применения в сейсмической разведке и глобальной сейсмологии.

Книга состоит из 15 практически независимых глав, написанных ведущими геофизиками Европы и Америки, и будет интересна и полезна специалистам в области сейсмической разведки, региональной и глобальной сейсмологии, а также аспирантам и студентам — старшекурсникам, специализирующимся по общей и прикладной геофизике.

Развитие экономики и энергетики свидетельствует о том, что в ближайшем будущем большинство крупных энергетических установок будут работать на ядерном топливе, то есть использовать уран и продукты его радиоактивного распада. Это определяет растущий спрос на уран и повышенный интерес к урановым месторождениям. Поэтому понимание механизма, обуславливающего накопление урана в растворах и расплавах, его перенос и осаждение, особенно в промышленных концентрациях и масштабах, чрезвычайно важно для открытия новых месторождений в неисследованных и мало исследованных районах. Факторы контроля уранового оруденения, выявленные при полевых или лабораторных исследованиях, нуждаются в оценке и интерпретации с точки зрения химии, физики, геохронологии, минералогии и изотопной геологии.